UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL — FACULTÉ DES SCIENCES

ÉTUDE DE L'OEHNINGIEN (TORTONIEN) DU LOCLE (Neuchâtel-Suisse)

PREMIÈRE PARTIE : ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DEUXIÈME PARTIE : ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de docteur ès sciences
par

BERNARD KÜBLER

Licencié ès sciences naturelles

1962

UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL — FACULTÉ DES SCIENCES

ÉTUDE DE L'OEHNINGIEN (TORTONIEN) DU LOCLE (Neuchâtel-Suisse)

PREMIÈRE PARTIE : ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DEUXIÈME PARTIE : ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

THÈSE
présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de docteur ès sciences
par

BERNARD KÜBLER

Licencié ès sciences naturelles

1962

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547926_0012

ÉTUDE DE L'OEHNINGIEN (TORTONIEN) DU LOCLE (Neuchâtel-Suisse)

UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel, sur le rapport de MM. les professeurs E. WEGMANN, C. W. CORRENS et D. AUBERT, autorise l'impression de la présente thèse sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont contenues.

Neuchâtel, le 25 juin 1962.

Le Doyen :
J. ROSSEL.

Extrait du *Bulletin de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, t. 85, 1962.

IMPRIMÉ EN SUISSE

INSTITUT DE GÉOLOGIE, UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL
Directeur : Professeur Eugène Wegmann

ÉTUDE DE L'ŒHNINGIEN (TORTONIEN) DU LOCLE (NEUCHATEL, SUISSE)

PREMIÈRE PARTIE

par

BERNARD KÜBLER

AVEC 2 FIGURES ET 2 PLANCHES

TABLE DES MATIÈRES

Pages

PRÉFACE 6

INTRODUCTION

1. Historique 7
2. Cadre 8
3. Intérêt 9

PARTIE STRATIGRAPHIQUE 11

1. Sondage de la Combe-Girard 11
2. Galerie de La Maladière 17
3. Affleurements connexes du quartier de La Maladière 20
4. Nouvelle route du coteau E de La Jaluse 21
5. Puits des Rondes 22
6. Corrélations entre les profils 24
7. Conclusions stratigraphiques 26
8. Formations post-œhningiennes 27
9. Remarques tectoniques 29
10. Discussion 32
11. Age du plissement 32

ESQUISSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE 34

1. Substratum jurassique 34
2. Substratum crétacé 34
3. Le Tertiaire 34
4. Influence du plissement 37

RÉSUMÉ 38

BIBLIOGRAPHIE 40

Extrait du *Bulletin de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, t. 85, 1962.

PRÉFACE

Cette étude se compose de deux parties. Dans la première partie, objet de cette publication, figurent les résultats de l'étude statigraphique et tectonique suivis d'une courte vue d'ensemble.

La deuxième partie, qui paraîtra aux *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, s'attache plus spécialement à la pétrographie si particulière des craies et sédiments d'eau douce de l'Œhningien (cf. KÜBLER 1962).

Que M. le professeur Wegmann, mon maître et directeur de ce travail, soit assuré de toute ma reconnaissance. Sans cesse et dans des domaines aussi divers que ceux touchés ici, ce maître exigeant n'a cessé, par la largeur de son savoir, ses remarques et ses réflexions judicieuses, de me faire entrevoir les profits ignorés des techniques, des méthodes et de leurs résultats.

J'éprouve une vive reconnaissance envers M. le professeur D. Aubert qui me guida dans le dédale des tertiaires verrisans comme dans ceux du décrochement de Pontarlier. Il assuma comme membre du jury la tâche ingrate, mais combien profitable pour moi, de lire et de corriger ce manuscrit.

Je ne puis que répéter ici la gratitude que j'ai envers M. le professeur Correns pour son accueil si ouvert dans ses Instituts, sa bienveillante patience et attention à l'égard du débutant de 1955, patience qui, cinq ans plus tard, fut remise à contribution par la lecture de ce travail.

MM. les professeurs Millot et Galopin ont encouragé et facilité les premiers pas d'un débutant dans le domaine des argiles comme dans celui de la microscopie ; qu'ils en soient remerciés.

Feu M. Pierre Cart, directeur technique des Services industriels de la Ville du Locle, a toujours manifesté une compréhension éclairée pour les problèmes géologiques et m'a à tel point facilité la tâche que, sans lui, bien des résultats, et parmi les plus intéressants, n'eussent été possibles.

M. Jean Neuenschwander a méticuleusement échantillonné le sondage de la Combe-Girard ; il n'a cessé de me tenir au courant de chaque nouvelle fouille. Qu'il soit remercié de son aide efficace autant dans l'esprit que dans les faits.

M. F. Hofmann a bien voulu me montrer sur le terrain les lits de montmorillonite, si importants dans la stratigraphie du Tortonien suisse-oriental, ainsi que les anciennes fouilles de Œhningen ; qu'il trouve ici mes remerciements.

Les longues discussions, tant avec mes camarades neuchâtelois A. Baer et J.-P. Schaer qu'avec tous les amis de Göttingen, m'ont été d'un précieux secours. Merci en particulier à M. Schaer et M. P. Jaques pour l'échantillonnage des niveaux du Jurassique.

Enfin ma reconnaissance est peu de chose face à l'appui que m'ont apporté mes parents tout au long de mes études et face à celui de ma femme.

Les travaux en laboratoire ont débuté en 1952 et sur le terrain dès 1953 ; ils se sont poursuivis à la faveur des fouilles, nouvelles routes,

galeries ou puits jusqu'en 1959. Les travaux de laboratoire ont entièrement occupé les deux ans (1955-1957) passés chez M. Correns dans le « Sediment-petrographisches Institut » de l'Université de Göttingen.

Les bases topographiques sont les feuilles 1143 et 1144 de la Carte nationale de la Suisse au 1 : 25000, mais surtout les levés détaillés et plans d'ensemble à diverses échelles des Services industriels de la Ville du Locle. Les coordonnées, les cotes et les noms sont ceux de la Carte nationale, sauf ceux qui se trouvent sur les plans cadastraux de la Ville du Locle.

INTRODUCTION

1. *Historique*

Les terrains d'eau douce du Locle retiennent depuis plus de 150 ans l'intérêt des géologues et suscitent une abondante littérature. Certes, ils doivent une partie de leur renom aux célèbres carrières que les Augustins d'Œhningen exploitèrent à Wangen depuis le début du XVI^e^ siècle au moins (Pfannenstiel 1958). Mais c'est surtout la minutie et le talent d'observation des grands géologues jurassiens du siècle passé qui consacrent la célébrité des assises locloises.

L'aurore de l'industrialisation par le charbon est à l'origine des premiers documents. Des fouilles pratiquées en 1783 dans les charbons feuilletés que l'on appelle alors le « charbon de pierre » conduisent à des contestations entre la commune et un particulier (Jaccard 1864). Léopold de Buch est alors délégué dans la Principauté pour régler ce conflit charbonnier. Mais rapidement les écrits d'inspiration scientifique l'emportent sur le mercantile. Comme au début la géologie s'intéresse surtout aux images pétrifiées des mondes disparus ; les fossiles captent d'abord l'attention des savants et donnent lieu aux très nombreuses notes du siècle passé. Par l'application intelligente du principe d'actualité, les géologues arrivent très rapidement à une image paléogéographique d'une exactitude surprenante. Par exemple, Léopold de Buch (1803 et 1816), au début du XIX^e^ siècle, sait déjà qu'il s'agit de dépôts lacustres. Agassiz (1837) peuple les rivages de ce lac d'un Dinotherium. Nicolet (1839) tente une première synthèse et complète (1844) la liste des vertébrés. Les beaux affleurements que découvrent à la moitié du siècle passé les grands travaux de construction du Jura-Industriel favorisent une moisson d'observations importantes (Desor et Gressly 1859). Jaccard (1856-1858) récolte la flore fossile et Oswald Heer (1856) la détermine. A partir de ces observations paléontologiques tant animales que végétales, une stratigraphie s'ébauche, le parallélisme avec l'Œhningien d'Œhningen se confirme et une date est assignée au plissement du Jura.

Puis les connaissances s'accumulant et les sciences se perfectionnant, on en arrive aux grandes synthèses de Jaccard (1869 et 1870) et de Maillard (1892).

Au passage du XIX^e au XX^e siècle, SCHARDT toujours à l'affût de faits nouveaux, ne cesse d'augmenter la somme des observations ; le temps de la synthèse est ainsi arrivé, en Jules FAVRE qui présente la meilleure et la plus complète vue d'ensemble de tout le bassin (1911). En compagnie de BOURQUIN et de STEHLIN, FAVRE (1937) revient sur son œuvre vingt-six ans plus tard ; il précise la place de l'Œhningien dans l'échelle stratigraphique mondiale et tente une stratigraphie de détail.

On voit ainsi que ce sont surtout la paléontologie et la stratigraphie qui ont prévalu lors des recherches géologiques locloises. Seuls trois précurseurs se sont préoccupés de la nature pétrographique : Léopold de BUCH, au début du siècle passé, parvient par son envoi « d'opale » à provoquer « des dissertations à la société philomathique de Paris » (d'après JACCARD 1893*a*) ; JACCARD voit très justement une relation entre l' « opale » et la matière organique (1893*a*) et éclaircit en deux pages la néoformation de la vivianite (1893*b*), et FAVRE reconnait des montmorillonites à la Combe-du-Stand (1911).

En raison de la nature très tendre de la roche, les affleurements naturels sont mauvais et jamais continus. La connaissance de l'Œhningien a pu progresser au siècle passé par l'implantation de voies de chemin de fer, la construction de gares, etc. Au XX^e siècle, la modernisation des routes est surtout responsable de la création d'affleurements nouveaux mais sans pallier la discontinuité des profils géologiques. Seule la technique moderne pouvait remédier à cet inconvénient en forant jusqu'à la base des assises œhningiennes. C'est avec sa lucidité remarquable, ce que comprend feu M. Pierre Cart, ancien directeur technique des Services industriels du Locle, qui, à l'occasion de recherches hydrologiques, place judicieusement le sondage de la Combe-Girard sur une des médianes du bassin.

Ainsi les premières recherches connues au Locle sont une conséquence des premiers pas de l'industrialisation. Celle-ci commande par la suite la progression de la connaissance géologique par les affleurements indispensables qu'elle livre aux savants.

L'histoire de la connaissance de l'Œhningien du Locle reflète non seulement la progression de la science géologique mais aussi l'activité humaine jurassienne de ces 150 dernières années.

2. *Cadre*

Alors que le Jura n'est pas encore plissé, la transgression miocène atteint le bassin du Locle au Burdigalien. Puis, après le dépôt de la molasse marine helvétienne, elle perd de sa vigueur et les faciès d'eau douce dominent. Les sédiments tertiaires du synclinal des Verrières reproduisent la même succession.

A la même époque, de puissants cours d'eau descendent des Alpes primitives et forment les deltas de Nagelfluh, du Napf, du Righi et du

Toggenburg. Les grès, les sables, les marnes, les craies et les charbons feuilletés de l'Obere Süsswassermolasse (= OSM) [1] envahissent le plateau suisse-oriental. L'absence de cette molasse à l'W marque la grande opposition des parties orientales et occidentales du plateau suisse. (D'après Burri (1951), le Jensberg près de Brugg/Bienne, que l'on croyait le prolongement tortonien le plus occidental, est en fait helvétien.) Alors que sous la même longitude le plateau est dépourvu de Tortonien, les dépressions qui formeront plus tard les synclinaux internes jurassiens, en arrière des deuxième et troisième chaînes actuelles, en ont conservé de larges affleurements.

Les sédiments lacustres crayeux de cette époque ne sont pas rares. En plus des célèbres carrières d'Œhningen, on en connaît de nombreuses intercalations dans l'OSM. Leur extension qui peut atteindre parfois 800 km² (Pavoni 1957) leur confère la valeur de « Leitniveau ». D'après leur fréquence, la molasse zurichoise n'est pas un dépôt fluvio-terrestre mais limno-fluviatile (Pavoni 1955).

Cependant c'est au Locle, avec quelque 190 à 200 mètres de sédiments typiquement lacustres, que la permanence du faciès limnique a été la plus longue.

3. *Intérêt*

En dehors de l'intérêt immédiat que présente l'étude pétrographique détaillée de 200 m de sédiments lacustres, il existe un intérêt stratigraphique et tectonique.

En effet, pour la stratigraphie de détail, Favre, Bourquin, Stehlin (1937) se fondent surtout sur la faune malacologique et la grosseur des tests de mollusques. Mais comme Favre (1935) le remarque lui-même, l'écologie des mollusques lacustres est encore mal connue. La pétrographie fine des sédiments peut alors, dans un bassin restreint comme Le Locle, prendre le relais et aider la reconstitution d'une stratigraphie. Cette tentative n'est pas isolée ; les compagnies pétrolières ont pris l'habitude, depuis presque quarante ans, de recourir aux critères pétrographiques dans les séries où les repères paléontologiques manquent. Le spectre des minéraux lourds n'a pas toujours concrétisé les espoirs mis en eux (von Moos 1935). Cependant, combinés à d'autres critères, ces essais furent couronnés de succès dans la molasse bavaroise (Lemcke, von Engelhardt et Fuechtbauer 1953). Hofmann, Buechi et Pavoni ont, d'autre part, obtenu d'excellents résultats en cartographiant depuis presque dix ans les niveaux montmorillonitiques de l'Obere Süsswassermolasse du plateau suisse-oriental. Il faut remarquer que l'origine volcanique de ces niveaux est la condition sine qua non de leur utilisation stratigraphique. En effet, après la thèse de M. Millot (1949), un certain doute a subsisté sur la valeur stratigraphique des argiles. Le perfectionnement des radiogoniomètres enregistreurs leur a rendu une partie de leur crédit, surtout depuis les travaux de Weaver (1956) sur les

[1]) OSM : abréviation pour les auteurs suisses-allemands d'Obere Süsswassermolasse.

interstratifiés [1]. Le succès stratigraphique qu'il remporta (1958) dans l'étude des interstratifiés d'une série sédimentaire carbonifère, a même convaincu les compagnies pétrolières de la valeur de sa technique.

On suivra dans cette première partie, la contribution importante des critères pétrographiques (nature des argiles, des carbonates, des insolubles) à la stratigraphie de détail de l'Œhningien.

D'un autre côté, l'Œhningien est le dernier dépôt connu avant la phase paroxysmique du plissement du Jura. En étudiant sa tectonique, on examine les conséquences de la phase principale à l'exclusion des mouvements précurseurs.

Un autre intérêt de cette étude est, par la description limitée à un ordre de grandeur inférieur, de contribuer à combler les lacunes remarquées par Wegmann (1961) dans le « spectre des ordres de grandeur des phénomènes » (p. 180).

[1] Ce sont des argiles mixtes construites par la superposition à l'échelle cellulaire de couches appartenant à des types différents.

PARTIE STRATIGRAPHIQUE

Plusieurs années de travail dans les assises œhningiennes nous ont convaincu de l'importance capitale des descriptions minutieuses. Nous avons souvent regretté qu'elles n'aient pas été toutes rédigées sur le type de celle de Schardt (1903). Malgré toutes nos recherches il est actuellement encore difficile de situer stratigraphiquement un affleurement de quelques mètres d'épaisseur. Cela provient du manque de fossiles caractéristiques, de la difficulté de suivre les horizons repères et de l'intense tectonisation conséquente au plissement du Jura. Les variations latérales de faciès, que l'on peut constater dans un lac actuel, expliquent aussi pour une bonne part les difficultés de la stratigraphie de détail.

Seules des coupes un peu complètes et assez éloignées les unes des autres sont susceptibles de résoudre les problèmes stratigraphiques.

Nous avons eu la chance de disposer de trois coupes un peu complètes qui sont :

1° Le sondage de la Combe-Girard, foré pour le compte des Services industriels du Locle par la Swiss-Boring en 1946 (coord. 548-450/ 212-550) ;
2° La galerie de recherche d'eau Maladière-Combe-du-Stand, foncée par les Services industriels du Locle en 1954-1955 (548-600/212-800 à 548-475/ 213-15) ;
3° La nouvelle route percée au flanc du coteau E de La Jaluse (547-650/ 211-500 à 548-0/211-75).

Ces trois coupes constituent le squelette sur lequel se sont greffées les observations provenant du puits des Rondes (546-75/210-75) (1953), de la fouille pour la fabrique Métalem (547-425/211-625) (1953), de l'élargissement de la route cantonale à la sortie E du Locle, des galeries de recherche d'eau de la Combe-Robert (549-250/212-750), des fondations des deux tours du cimetière des Jeannerets (546-750/211-300) et de nombreuses autres fouilles plus petites disséminées dans la ville du Locle.

La description des couches est livrée au Locle, comme dans toutes les séries monotones, à la subjectivité de l'observateur. Suivant l'importance que l'on assigne à l'un ou l'autre des critères d'observation, la nomenclature peut varier. Pour notre part nous avons surtout mis l'accent sur le côté pétrographique.

1. Sondage de la Combe-Girard

Ce sondage a fourni la coupe la plus complète d'un seul tenant. Partant de la cote 930.00, il se termine dans le Kiméridgien 404 m plus bas, après avoir traversé successivement l'Œhningien supérieur, moyen et inférieur, la Marne rouge, l'Hauterivien, le Valanginien, le Purbeckien

et le Portlandien. Son emplacement est particulièrement favorable pour dresser un profil, car il est assez éloigné des deux versants du synclinal où le plissement complique les puissances. Les profils de SCHARDT (1903), ceux de FAVRE (1911) et de FAVRE, BOURQUIN et STEHLIN (1937), ainsi que l'excellente coupe de La Jaluse, montrent en effet que la partie centrale de l'auge synclinale est peu plissée. Si, dans le sondage, BOURQUIN (1945) a mesuré des pendages de 35° au NW en surface, à 33 m il indique des couches subhorizontales. M. J. Neuenschwander a noté à 13 m des pendages de 8° au NW et de 6° à 37 m. Les corrections à apporter à la puissance des couches restent assez faibles du moins en surface.

Lors du carottage déjà, il s'est produit des pertes. Le transport et le dépôt n'ont pas amélioré l'état de conservation. Or de ce dernier dépend la valeur des recherches réalisables. Lorsque les craies dominent, les observations conservent toute leur valeur. Mais dès que les marnes l'emportent, tout le matériel s'effrite et s'accumule à l'une ou l'autre extrémité de la caisse. Les notes de Bourquin sont trop rapides pour pouvoir reconstituer la succession exacte des couches. Par contre les notes et l'échantillonnage de M. J. Neuenschwander ont été des plus précieux pour nous.

Dans la description ci-dessous, nous avons comparé les échantillons de Neuenschwander à ceux que nous avions primitivement isolés du sondage. La numérotation est celle de Neuenschwander.

Sondage de la Combe-Girard

La numérotation et les profondeurs partent du sommet (cote 930.00).

Les abréviations utilisées sont : gr. = grain ; cr. = craie ; nbr. = nombreux ; qq. = quelque.

Echantillon N°	Profondeur en m	
1	6.10 6.58	Cr. beige clair, tendre, gr. assez fin, pigmentation noire. Nbr. tests écrasés et petits gastropodes.
2	7.30	Cr. grise, tendre, gr. moins fin, arrangement du mouchetage en forme de lits, petits galets plus clairs. Taches ferrugineuses se développant à partir de centres noirs et jaunes (matière organique, pyrite et soufre), petits gastropodes et grands bivalves.
2'	8.00	Cr. beige, moins tendre, cassure conchoïdale en petits escaliers. Nbr. sporanges de *Chara*. Microdislocations portant sur microstratification en général peu discernable et parfois plans de stratification compliqués.
2''	8.50	Cr. grise, gr. fin, débris d'unios, matière organique finement dispersée mais formant des amas parallèles à la stratification. Petites fissures colmatées de matière organique noire et de pyrite.

Echantillon N°	Profondeur en m	
2'''	8.70	Cr. grise, gr. fin, larges fissures (6 mm) remplies de petits galets cimentés par matière organique noire. Le déplacement vertical des épontes ne dépasse pas 1 mm.
3	9.00	Cr. grise, la grossièreté du grain provient de l'abondance des organismes, dépourvus toutefois de coquilles. L'arrangement est parallèle à la stratification, la roche se débite en feuillets à surface irrégulière. Débris de végétaux flottés.
3'	9.50	Cr. grise, gr. moyen, débris de végétaux flottés (grandeur max. 4 cm) qui reposent sur les plans de stratification. On peut parfois encore discerner les fibres.
3''	10.00	Cr. grise, plus foncée, gr. fin, pigmentation fine, débris d'unios, qq. débris végétaux plus grossiers, galets plus clairs en forme de glissement subaquatique.
3'''	11.00	Cr. beige, gr. fin, pigmentation souligne la stratification.
4	11.20	Cr. compacte, gr. très fin, présentant 3 colorations beige clair, bleu assez foncé et une teinte intermédiaire. Les contacts entre les zones colorées sont parfois francs parfois dégradés ; ils recoupent indifféremment la stratification.
5	11.55	Cr. bleue, gr. très fin, homogène, pigmentation noire absente, petites fissures visibles par colmatage d'éléments plus blancs.
5'	11.80	Cr. beige, gr. fin, petites fissures noires.
5''	12.50	Cr. beige, tendre, gr. assez fin, pigmentation noire nette, nbr. petites fissures noires.
6	13.00	Cr. grise, tachetée, pigmentation noire abondante mais plus grossière, qq. sporanges de *Chara*, le mouchetage est en forme de glissement subaquatique.
7	14.50	Cr. grise, plus foncée, gr. grossier, nbr. tests bruns cassés.
8	14.90	Id. mais à la base feuillet ligniteux de 2 cm.
9	15.12	Cr. grise, gr. grossier, toucher gréseux (grès organique). La majorité des débris, qui confèrent à la roche son toucher gréseux de même que les pores visibles à l'œil nu, sont d'origine végétale.
10	16.00	Cr. beige, gr. variable en relation avec la concentration de la pigmentation qui dessine parfois des structures géopétales.
11	17.00	Cr. blanche, gr. assez fin, un peu pulvérulente.
12	17.40	Cr. grise, cf. 6.
13	18.10	Cr. grise, cf. 7.
14	18.50	Cr. noirâtre, très pulvérulente, larges débris de roseaux, nbr. tests bruns cassés de gastropodes.
15	18.70	Le lignite domine et les tests sont moins cassés (hydrobies ou galbas).
16	18.80	Cr. très pulvérulente, rosâtre, intercalée entre intercalations ligniteuses.
17	19.00	Cr. grise, à toucher gréseux, pigmentation noire assez abondante. Microstratification bien marquée par la différence de pigmentation.
18	19.30	Id. mais plus clair.
19	20.00	Cr. beige, gr. variable, la microstratification est soulignée par l'arrangement des pores en strates. Sur qq. plans de stratification assez nbr. coquilles blanches de petits gastropodes.

Echantillon N°	Profondeur en m	
20	21.00	Au sommet cr. gris beige, gr. fin, microstratification bien marquée grâce à la pigmentation. Sur 7 restes de tiges observés, 5 sont perpendiculaires à la stratification ; ils sont formés de charbon pulvérulent, accompagné de pyrite et de soufre. A la base cr. gris foncé. Le passage entre les deux termes est marqué par un mouchetage en forme de glissement subaquatique.
21	22.00	Cr. gris bleu, gr. fin, pigmentation invisible, mouchetage en forme de glissement.
22	22.35	Cr. gris beige, très pulvérulente, sans stratification.
23	23.00	Cr. gris beige en grands bancs, qq. sporanges de *Chara*, gr. variable du fait de la microstratification bien marquée mais irrégulière.
24	24.40	Cr. blanche, gr. fin, homogène, pas de stratification.
	24.70	Cr. beige, gr. fin, hétérogène.
25	25.10	Cr. gris foncé, mouchetage en forme de glissement subaquatique.
26	26.00	Cr. gris bleu, gr. fin, mouchetage en forme de glissement subaquatique, qq. coquilles blanches cassées, délitement en feuillets.
27	26.80	Cr. grise, poreuse, gr. moyen, stérile.
28	27.15	Cr. plus claire, homogène, gr. moyen, stérile.
	27.80	Cr. blanche, gr. fin, se délitant en petits fragments. Taches noires de plus en plus fréquentes vers la base.
	29.40	Marne gris clair.
29	29.60	Au sommet intercalation ligniteuse. Cr. grise, gr. moyen, poreuse, pigmentation noire, qq. sporanges de *Chara*, stratification visible par petites taches effilochées.
30	30.80	Cr. gris beige, pulvérulente, gr. moyen, pigmentation noire, qq. sporanges de *Chara*.
31	31.60	Cr. blanche, gr. fin, pigmentation noire.
32	32.50	Cr. gris beige, gr. moyen, à la base plus grise.
33	33.40	Intercalation ligniteuse avec nbr. tests cassés brunâtres.
34	33.50	Cr. grise, gr. grossier, microstratification très nette par l'alternance de petites couches effilochées plus blanches. Très nombreux pores d'origine organique (sporanges de *Chara* et tubes organiques indéterminés de même diamètre).
35	34.00	Cr. gris beige, assez pulvérulente, pigmentation noire plus grossière, microstratification marquée mais irrégulière.
36	35.60	Cr. blanche stérile, gr. assez fin, la pigmentation détermine des plages aux contours irréguliers. Stratification peu visible, tests blancs.
37	37.55	Cr. grise très légèrement bleuâtre, gr. fin, mouchetage en forme de glissement subaquatique, tests de gastropodes (type *Coretus*) assez bien conservés.
38	39.00	Id., les tests cassés sont dispersés en plus grand nbr. dans la masse.
39	41.00	Cr. blanche, gr. fin, assez pulvérulente, stérile, pigmentation noire.

Echantillon N°	Profondeur en m	
40	42.00	Cr. blanche, gr. fin, assez pulvérulente, stérile, pigmentation charbonneuse, grandes fentes de dessication remplies par des galets cimentés en forme de glissement subaquatique.
	45.00	Intercalations grises brunâtres en forme de glissement subaquatique.
41	47.00	Cr. grise, gr. assez grossier, inhomogène, mouchetée, stérile.
42	49.00	Alternances de craies du type 41 et de craies plus dures moins pulvérulentes bleu noir, percées de pores d'origine zoogène dont tous les tests ont disparu ne laissant que les loges et les moules.
43	51.00	Marnes vert foncé (invisibles dans les caisses de carottage).
44	52.00	Alternance de bancs de lignites et de craies très pulvérulentes beige rosâtre.
45	54.00	Cr. grise, gr. moyen, nbr. tests cassés, alternant avec des bancs chocolats et des délits charbonneux.
46	55.00	Cr. grise, gr. grossier, percée de très nombreux pores ovoïdes d'origine organique, qq. petits gastropodes.
47	56.00	Marne gris foncé, qq. débris de coquilles.
48	57.00	Cr. grise, tendre, pulvérulente, nbr. tests blancs, aplatis de petits gastropodes.
49	59.50	Cr. grise, tendre, pulvérulente, assez nbr. tests cassés de plus gros gastropodes que dans 48.
50	61.00	Complexe noir charbonneux avec alternances où les craies, les marnes ou les lignites dominent, par place nombreux tests cassés.
51	64.50	Marnes vertes, parfois schisteuses, où l'arrangement des taches blanches crayeuses rappelle celui des albites dans les prasinites.
52	65.00	Cf. 42.
53	68.00	Cr. grise, tendre, très pulvérulente.
	71.00	Alternance de craies et de couches à lignite.
	73.00	Cr. grise, hétérogène, pulvérulente, glissement subaquatique mélangeant les débris de fossiles blancs et bruns.
54	74.70	Complexe crayeux, marneux et ligniteux.
	77.00	Marne gris foncé, stérile.
55	80.00	Marnes brunes, par place plus crayeuses, par place plus ligniteuses, avec traces de lamination.
56	83.80	Cr. grise à reflets violacés, pulvérulente, assez nombreux tests cassés.
57	84.70	Alternances irrégulières de lignites, de craies gris rosâtre, de petites intercalations crayeuses blanches, le tout très pulvérulent et peu dense.
58	85.70	Cr. beige brunâtre, gr. assez grossier, pulvérulente, tests cassés blancs.
59	86.70	Cr. beige crème, très pulvérulente, nbr. tests nacrés de petits gastropodes.
60	87.40	Intercalations ligniteuses, tests de gros gastropodes cassés.
61	87.50	Cr. grise un peu rosâtre, avec alternances plus marneuses, nbr. tests cassés de gastropodes de grande taille, tantôt blancs, tantôt violacés.

Echantillon N°	Profondeur en m	
62	88.50	Cr. beige clair, assez pulvérulente, où voisinent les petits gastropodes nacrés et les plus gros.
63	90.60	Marne grise, très nbr. tests finement cassés.
64	91.50	Id., les débris de tests sont moins nombreux.
65	94.50	Marne blanche à reflets très légèrement bleutés.
66	96.20	Cr. blanche, hétérogène, gréseuse, faciès conglomératique, matrice marneuse.
67	100.30	Id., avec *inclusion verte marneuse irrégulière.*
68	101.30	Marne blanche hétérogène.
69	104.50	Cr. blanche, compacte, gr. assez fin, pulvérulente, stérile.
70	106.00	Cr. blanche, compacte, gr. fin, pigmentation noire souligne plans de stratification continus mais très onduleux.
71	106.50	Marne vert jaunâtre.
72	106.70	Cr. assez compacte et gr. fin, grise au sommet et jaunâtre à la base ; le contact entre les deux termes est en forme de glissement subaquatique.
73	108.50	Cr. blanche à reflets très légèrement rosâtres, gr. fin, peu pulvérulente.
74	111.50	Cr. blanche, pulvérulente, stratification à peine visible.
75	114.20	Cr. gris beige, qq. débris de gastropodes.
76	117.80	Cr. grise, poreuse, hétérogène, parfois à faciès conglomératique.
77	122.30	Cr. grise tachetée de beige, poreuse, vacuolaire à faciès conglomératique.
78	123.70	Cr. gris beige, gr. moyen, assez pulvérulente, homogène, qq. débris de fossiles blancs.
79	129.00	Cr. gris beige, parsemée de petites taches bleu noirâtre en forme de petits galets dont le diamètre n'excède pas le mm.
80	134.00	Cr. beige, compacte, gr. très fin, petites fissures colmatées de noir.
81	137.60	Marne grise très légèrement verdâtre, stérile.
82	138.50	Cr. grise à gris rosâtre au sommet, gris noirâtre à la base, hétérogène. Toutes les taches noires qui peuvent atteindre 4 cm sont silicifiées.
83	141.50	Cr. grise, parfois rosâtre, intercalations ligniteuses.
84	146.05	Cr. blanche, compacte, homogène, gr. très fin, très léger, mouchetage en forme de glissement subaquatique.
85	148.00	Marne grise avec qq. débris de coquilles bleu noirâtre.
86	149.50	Cr. blanche, poreuse, avec zones silicifiées noirâtres de structure poreuse.
87	152.50	Cr. gris brun, assez compacte, débris bruns de gastropodes.
88	152.80	Cr. gris clair, hétérogène, très vacuolaire.
89	156.75	Calcaire lacustre compact, cassure conchoidale, coloration plus sombre en forme de fissures intraformationnelles lâches.
90	159.00	Marnes vert jaunâtre.
91	160.40	Marne blanche.
92	171.70	Sables.

2. Galerie de La Maladière

Cette galerie de recherche d'eau a été foncée en 1954-1955 à partir du puits de la Maladière, creusé lui-même en 1946. Nous n'avons pas pu observer les terrains traversés par le puits et par la première partie de la galerie, déjà bétonnée lors de nos levés. Dans la description nous avons reproduit dans les 26 premiers numéros les observations de Bourquin (1945) et de Mornod (1959).

La planche 2 ne tient compte que de nos levés ; son numéro 1 correspond au numéro 27 de la description ci-dessous.

Située dans le flanc NE du synclinal, la galerie traverse une zone intensément plissée et cassée. Il est impossible de donner des cotes ou des altitudes. Nous ne noterons que les épaisseurs en insistant sur les importantes réductions que les couches ont pu subir.

Puits et galerie de La Maladière — Combe-du-Stand

Echantillon N°	Puissance en m	
1	1.60	Cr. tendre, beige ou grise.
2	1.55	Cr. tendre à lignite.
3	1.85	Cr. tendre à lits charbonneux.
4	0.30	Cr. très pulvérulente, charbonneuse.
4'	0.60	Cr. grise, « bitumeuse ».
5	0.90	Cr. très pulvérulente, très charbonneuse.
6	1.70	Cr. grise, « bitumeuse ».
7	2.00	Cr. gris clair et gris foncé.
8	1.90	Cr. gris clair et gris foncé.
9	0.10	Cr. gris bleu, gr. fin, compacte.
10	0.30	Cr. gris clair.
11	0.20	Cr. gris verdâtre.
12	0.50	Cr. marneuse grise.
13	0.90	Cr. très pulvérulente à lits charbonneux plissés.
14	0.50	Cr. blanche à lits charbonneux.
15	0.15	Cr. dure compacte grise.
16	0.15	Cr. à lits charbonneux plissés.
17	1.20	Cr. tendre, gris clair.
18	0.90	Cr. grise, dure.
19	0.15	Marne charbonneuse.
20	0.95	Cr. tendre, grise, grossière.
21	0.10	Lignite feuilleté.
22	0.80	Cr. tendre, grise, grossière.
23	0.10	Lignite feuilleté.
24	0.80	Cr. tendre, grise, grossière.
25	0.20	Lignite et craies feuilletés.
26	0.80	Cr. très pulvérulente, blanchâtre, grise à la base et au sommet.
26'	1.35	Cr. blanchâtre, dure.

Echantillon N°	Puissance en m	
27	0.25	Limon charbonneux et « bitumeux ».
28	0.60	Cr. marneuse, blanchâtre, compacte.
28'		Marnes bitumeuses feuilletées.
28"		Calcaire granuleux, gris, silicifié.
28"'		Marne gris foncé.
28""		Calcaire grossier, beige, dur, silicifié.
29	1.80	Cr. grise, homogène, assez pulvérulente, moins consolidée au sommet.
30	0.10	Alternance de craie pulvérulente grise et de lits charbonneux. Le feuilletage peut être fin, de l'ordre de 2,5 à 5 mm, le tout s'arrangeant en lits de 2 à 3 cm.
31	2.00	Au sommet, cr. grise, tendre, gr. moyen, un peu pulvérulente, avec sous forme de glissement subaquatique des petits galets de 30. Au milieu, cr. blanche, gr. assez fin, encore un peu pulvérulente. A la base, cr. blanc bleuâtre, gr. fin, compacte, tachetée en forme de glissement subaquatique.
32	3.00	Cr. blanche compacte, stérile, à la base plus dure, bleuâtre et tachetée en forme de glissement subaquatique.
33	0.10	Intercalation charbonneuse laminée.
34	0.70 à 1.50	Cr. jaunâtre, assez compacte, cassure conchoïdale, tachetée en forme de glissement subaquatique vers 33 et 35.
35		Brèche tectonique ayant broyé des cr. assez compactes mais tachées de noir et des feuillets charbonneux.
36	5.30	Cr. beige, très légèrement brunâtre, gr. moyen, un peu pulvérulente. Très légèrement litée par des différences de coloration au sommet.
37	0.03	Intercalation charbonneuse laminée.
38	0.40	Cr. beige très légèrement brunâtre, poreuse, gr. moyen, un peu pulvérulente, litée à la cassure ; la pigmentation noire dessine des formes nébuleuses.
39	1.00	Cr. blanche compacte, homogène, un peu pulvérulente.
40	0.40	Cr. blanche compacte, gr. très fin homogène, cassure finement conchoïdale, pigmentation noire bien visible.
41	0.95	Cr. beige clair, compacte, grain fin, cassure conchoïdale, litée en bancs de 2 à 3 cm par une très légère coloration beige un peu moins claire.
42	0.20	Cr. blanche, assez dure mais poreuse, litée par des amas bien visibles mais irréguliers de matière organique à grain fin, nombreuses surfaces de friction.
43	3.80	Cr. blanche compacte, gr. assez fin, présente parfois une légère coloration bleue, le grain devient alors très fin et la cassure conchoïdale. Très nombreuses surfaces de friction.
44	1.00	Cr. dure, gr. fin, cassure conchoïdale, litée en gris clair et bleu délavé par alternance de qq. mm à 12 cm, traversée parallèlement à la stratification de deux lits gris où la pigmentation noire souligne les contours des galets (glissement subaquatique).
45	1.05	Cr. blanche, compacte, homogène, gr. très fin, cassure conchoïdale.

Echantillon N°	Puissance en m	
46	0.05 à 0.20	Cr. bleue, compacte, gr. très fin, cassure conchoïdale ; au sommet le passage se fait par des fissures et des contacts irréguliers, parfois perpendiculaires à la stratification.
47	3.05	Cr. claire, compacte, gr. fin, cassure conchoïdale, par place très tectonisée. Au voisinage de 46 fissures obliques à la stratification remplies d'une brèche simple avec quelques gros blocs bleus et ciment bleu. Une coloration bleu pâle lite parfois la craie en bancs de qq. cm. A la base la microstratification est assurée par la pigmentation noire plus abondante.
48	0.80	Cr. grise, compacte, gr. moyen, qq. tests cassés ; vers la base : alternances plus claires (0.5 à 1.5 cm) litées mais irrégulières.
49	0.60	Cr. blanche compacte, très cassée et visible que par coins.
50		Cr. dure, assez compacte, très tectonisée, épaisseur indéterminable.
51	0.10	Mince bande charbonneuse laminée.
52	2.70	Cr. gris beige, poreuse, gr. moyen, lors du percement bulles de gaz ; le litage très fin et régulier provient de l'orientation de la matière organique. Au milieu légère coloration bleue parallèle à la stratification. A la base, le litage devient plus prononcé. Tout à la base conglomérat intraformationnel de glissement subaquatique.
53	0.65	Cr. gris brunâtre, gr. moyen assez poreuse ; la pigmentation noire assez grossière détermine des zones parallèles à la stratification, elle est accompagnée de nombreux tests blancs, petits et cassés. Des petits galets se trouvent pris entre les trainées de la pigmentation sous forme de glissement subaquatique.
54	2.00	Cf. 52, mais un peu plus grise et sans coloration bleuâtre ; lors du percement aussi : présence de bulles.
55	0.50	Cr. gris blanchâtre, plus compacte, gr. plus fin, cassure conchoïdale. Le litage est du même type et les alternances du même ordre de grandeur que 52 et 54, le passage entre deux alternances s'effectue aussi par un microconglomérat intraformationnel localisé.
56	0.50	Cr. grise un peu violacée, compacte, gr. assez fin, bouillie de petits galets de grandeur variable ressortant sur le fond plus foncé, avec qq. débris de végétaux flottés. Les conglomérats s'arrangent parallèlement à la stratification.
57	1.30	Cr. gris franc, poreuse, gr. moyen, assez pulvérulente ; la microstratification, toujours soulignée par la pigmentation noire, est estompée. Par place un mouchetage plus clair, mais estompé, fait penser à un glissement subaquatique.
58	1.20	Cr. blanche, assez compacte, gr. moyen, cassure un peu conchoïdale, au sommet finement litée, à la base tectonisée.
59	1.00	Cr. claire, assez compacte, cassure franche, mais pulvérulente, débute par 40 à 50 cm de conglomérat formé au sommet de la purée classique de petits éléments plus clairs, à laquelle succèdent des gros blocs qui ont jusqu'à 25 cm de grand axe, dont on ne peut voir les contours que grâce à la pigmentation noire accompagnée elle-même par place d'une purée de petits éléments. A la base, la cr. est litée irrégulièrement en blanc et gris bleu ; les petites structures géopétales sont fréquentes.

Echantillon N°	Puissance en m	
60	0.70	Cr. gris bleu foncé, hétérogène à l'affleurement très nombreuses surfaces de frictions ; avant la tectonisation il devait s'agir d'un complexe de cr. sombres à nombreux tests cassés et d'intercalations charbonneuses ; les mouvements ont cassé les alternances plus dures et laminé les plus tendres.
61	2.30	Cr. gris clair, gr. moyen, poreuse, très pulvérulente ; le litage fin est presque invisible.
62	0.55	Cr. grise, assez foncée en alternance avec feuillets charbonneux mais très crayeux, très tectonisés.
63	6.70	Cr. blanc jaunâtre, au sommet très bien litée, poreuse, mais dont toutes les surfaces de stratification sont ondulées. Puis la cr. devient de plus en plus blanche compacte, la cassure conchoïdale et le gr. très fin. Elle est traversée dans les zones les plus dures par des fentes de « dessication » visibles sur 80 cm et de 4-5 cm de largeur ; ces fentes sont remplies d'un bouillon de petits éléments clairs sur une masse plus sombre.
64	1.30	Cr. grise, homogène, gr. moyen ; la cassure n'est plus conchoïdale ; nombreux tests assez cassés dont l'intérieur est blanc et l'extérieur ocre. A la base brèche subaquatique formée des éléments de 64 et 65 dans une masse interstitielle de couleur intermédiaire.
65	6.90	Cr. blanche, gr. très fin, homogène, cassure largement conchoïdale, fissures de dessication comme 63 mais 1 m de longueur mesurable. Vers 40, magnifique glissement subaquatique, mais dont l'extension reste indéterminée parce que la charnière de l'anticlinal est très tectonisée.

A partir de la couche 65, la galerie traverse la charnière du premier petit anticlinal (cf. pl. II) ; on retrouve alors les mêmes couches mais dans l'ordre inverse. Plus loin, la structure en écailles ne favorise plus les observations stratigraphiques.

3. Affleurements connexes du quartier de La Maladière

De part et d'autre du puits de La Maladière l'élargissement de la route cantonale a donné quelques bons affleurements.

A l'ouest, jusqu'à la bifurcation de la Combe-Girard, s'étend le domaine des charbons feuilletés, des calcites magnésiennes et des intercalations carbonates-lignites où les lignites dominent souvent. Ces couches sont précisément à l'origine de toute la polémique qui occupa les habitants du Locle pendant vingt ans, de 1783 à 1802 (Jaccard 1864). Les fondations de l'imposant mur de soutènement ont du reste mis à jour en 1955 les anciennes galeries d'exploration. Quoique des corrélations de détail soient impossibles, on peut en tout cas affirmer que ce complexe correspond à la partie tout à fait supérieure du puits de La Maladière, c'est-à-dire au sommet de l'Œhningien supérieur. Des conditions locales de changement de faciès déjà remarquées par Jaccard

(1864) ont assuré la prédominance des charbons à l'W et leur diminution progressive à l'E du puits.

Les affleurements de la route Maladière — Monts Orientaux ont confirmé les constatations faites 30 à 50 m plus bas dans la galerie. Ils ont aidé à dessiner la planche II.

A l'Est, le long de la route cantonale, à la hauteur de la scierie, la charnière de l'anticlinal réapparaît. Quoique le fauchage ait passablement bouleversé l'ordre des couches, nous avons pu toutefois reconstruire l'axe d'un redressement sis à mi-chemin entre la scierie et le puits.

4. Nouvelle route du coteau E de La Jaluse

Situés dans la partie centrale du synclinal, les affleurements, par la tranquilité des couches qu'ils offrent, contrastent fortement avec ceux de La Maladière ou de la Combe-Girard proprement dite. Seule la partie Sud commence à se redresser. On retrouve le long de cette route les principaux termes du sondage de la Combe-Girard. La coupe part à la base des marnes et tourbes du complexe marneux tourbeux, puis remonte dans l'échelle stratigraphique, mais sans atteindre les couches bleues que nous utilisons comme limite entre l'Œhningien moyen et l'Œhningien supérieur.

Echantillon N°	Puissance en m	
1	—	Terre végétale.
2	1.40	Cr. beige, assez pulvérulente, litée par lits de 4 cm en moyenne. A la base 1 cm de marne brune.
3	1.30	Cr. blanche, résistante, en bancs massifs.
4	1.30	Cr. blanche, non litée, plus pulvérulente que 3.
5	0.20	Intercalation de marnes vertes.
6	0.70	Brèche de cr. beige rougeâtre ; la matrice marneuse est brun verdâtre.
7	0.30	Cr. beige, gr. assez fin, dure, passage à 8 par glissement subaquatique.
8	2.20	Cr. beige, monotone, devenant de plus en plus pulvérulente du sommet à la base. Un très léger litage plus clair et interrompu est parfois visible dans les bancs massifs.
9	0.20	Cr. bleu noirâtre, nbr. tests cassés, mouchetage en forme de glissement subaquatique.
10a	6.25	Cr. beige, pulvérulente, monotone, microstratifiée, régulière et bien visible, soulignée de blanc ; la roche se débite en bancs de 5 à 10 cm au sommet, de 40 à 100 à la base.
10b	6.15	Cr. beige, plus foncée que 10a, mais plus pulvérulente et poreuse. Les intercalations blanches du litage sont petites et régulières. Les bancs ont jusqu'à 2 m de puissance.
11	0.10	Cr. bleue, gr. fin, compacte, résistante, alternant régulièrement avec des craies jaunâtres. La coloration bleue est d'autant plus intense que les contacts sont francs et l'intercalation fine.

Echantillon N°	Puissance en m	
12	1.70	Cr. blanc jaunâtre.
13	?	Cr. brun violacé, pulvérulente, débute au sommet par 10 cm d'intercalation charbonneuse. Nbr. tests cassés *(Coretus)* et débris végétaux sur les strates. Mouchetage en forme de glissement subaquatique.
14	?	Marnes brunâtres affleurant mal.
15	0.16	Intercalation charbonneuse.
16	1.80	Cr. beige, pulvérulente, assez compacte, litage blanc irrégulier, bancs assez puissants.
17	1.00	Cr. beige, parfois légèrement bleuâtre, assez compacte, pigmentation noire plus intense que dans 16. Mouchetage de glissement subaquatique.
18	2.00	Cr. blanc jaunâtre, débitée en plaquettes, affleure mal.
19a	0.40	Mouchetage en forme de glissement subaquatique, traversé par deux bandes : celle du sommet, bleuâtre et plus compacte que celle de la base, brunâtre, inhomogène et pulvérulente.
20	29.20	Complexe très monotone de cr. beige foncé, tendre, pulvérulente, qui se répète après chaque intercalation avec le même faciès. Pour la place des intercalations cf. pl. I.
2001	0.08	Couche brune riche en matière organique.
201	0.15	Couche encore plus foncée, glissement subaquatique.
203	0.45	Cr. bleu franc, stérile, compacte.
204	0.18	Comme 203, mais gr. moins fin et matière organique plus abondante.
205	0.15	Cr. brun violacé, très pulvérulente, nbr. tests cassés.
206	0.60	Cr. bleuâtre au sommet, brunâtre à la base, marneuse, très pulvérulente, nbr. tests cassés.
207	0.08	Intercalation charbonneuse.
208	1.95	Cr. très pulvérulente et charbonneuse, mais plus claire au milieu, très nbr. tests cassés de gastropodes.
21		Marne vert brunâtre, stérile, chargée de matière organique.
22	0.40	Cf. 21.
23	?	Marne brun noirâtre, très chargée de matière organique, tachetée de jaune.
24	2.20	Marne grise, tachetée de jaune.
25	?	Cr. très noirâtre et pulvérulente, quelques intercalations de lignites plus compactes, mais le tout reste très tourbeux, très nbr. tests cassés de gastropodes.

5. Puits des Rondes

M. Mornod et Cart ont eu l'idée de capter les eaux de la source des Rondes, qui sourdent à l'W de la ferme du même nom, au contact entre l'Œhningien proprement dit et le marais. Il fut procédé en 1953 au creusage de quatre puits, dont un seul atteignit une profondeur supérieure à 40 mètres. Après quelques mètres de tourbe, ce puits pénétra dans les couches de l'Œhningien inférieur que l'on put dater : par les fossiles (tous de grande taille), le faciès vacuolaire, la teneur en Sr assez forte, les horizons assez riches en dolomite et la craie attapulgitique ($R\ 13_2$).

Les Rondes : Puits principal ou puits N° 1

Echantillon N°	Profondeur en m	
1	0.00	Terre végétale avec déchets de décharge.
2	0.30	Terre végétale sans déchets.
3	0.60	Terre grisâtre, argileuse, stratification soulignée par petites strates brunâtres, tourbeuses.
4	1.10	Tourbe granuleuse assez compacte, très imbibée, dégorgeant d'eau.
5	4.10	Couche à galets rongés, soit du Jurassique supérieur, soit de l'Œhningien, dont certains sont vacuolaires, silicifiés. La couche débute par de gros éléments et se termine par un fin cailloutis.
6	4.60	« Marne » blanche à galets de toute forme, de toute dimension et de composition très variée, allant des calcaires érodés du Jurassique aux marno-calcaires mal définis et distinguables de l'Œhningien. Les galets silicifiés ne sont pas rares. Cette couche est analogue à la couche 5 du Puits 2.
7	7.00	Couche à gros blocs de « Pierre morte »[1].
8	7.60	Boue calcaire gris beige, à consistance marneuse.
9	8.80	Identique à la précédente mais plus limoneuse.
10	9.40	Craie lacustre blanche compacte.
11	10.10	Craie lacustre vacuolaire par place et tachetée de gris. Les taches grises sont beaucoup plus dures et résistantes que les zones homogènes claires. La dureté ne provient pas de la silification qui est inexistante. Il s'agit donc de *calcaires* d'eau douce.
12	12.90	Au sommet mince couche de passage, plus marneuse, imperméable et dégorgeant d'eau.
	13.00	Craie lacustre blanche, compacte, assez peu fossilifère, assez fissurée par place. Les tests cassés sont blancs.
13	13.50	Calcaires lacustres blancs sub-lithographiques, à faciès Malm. Les contacts entre ces calcaires et les autres couches sont tantôt francs, tantôt invisibles.
14	14.50	Craie lacustre assez meuble, à toucher gréseux, par place assez poreuse.
15	14.70	Craie lacustre claire, compacte, assez nombreux tests de gastropodes écrasés. Les tests ont des reflets bleuâtres.
16	15.40	Craie lacustre jaunâtre, très meuble, granuleuse, à zones beaucoup plus dures en forme de pseudo-blocs ou pseudo-galets.
17	19.80	Intercalation marneuse gris bleu, à nombreux tests plus ou moins écrasés d'unios et petits gastropodes.
18	20.30	Comme 16.
19	23.30	Marno-craie brun chocolat.
20	23.50	Comme 16 et 18, mais semble plus granuleux et la fréquence des pseudo-galets et blocs plus importante.
21	27.50	Marno-craie brun chocolat.

[1] « Pierre morte », appellation locale pour des craies poreuses en gros bancs, par opposition aux calcaires jurassiques, qui malgré une analogie macroscopique, sont beaucoup plus compacts et résistants.

Echantillon N°	Profondeur en m	
22	27.70	Craie lacustre blanc jaunâtre, compacte.
23	29.80	Craie lacustre tachetée, avec prédominance au sommet du blanc jaunâtre et vers la base de teinte bleutée ou brunâtre.
24	31.00	Intercalation marneuse bleu foncé noirâtre, très plastique, colmate les fissures et forme un horizon imperméable.
25	31.20	Craie lacustre jaunâtre, compacte, traversée de grandes fissures.
26	33.00	Craie lacustre beige brunâtre, assez compacte, nombreux tests blancs, cassés.
27	33.50	Craie lacustre blanchâtre, compacte, tests moins nombreux.
28	34.40	Craie lacustre brunâtre, assez foncée, à très nombreux tests bruns cassés (*Cepaea* et *Coretus* ou *Gyraulus*).
29	34.60	Craie lacustre plus claire, moins compacte et à tests blancs plus rares.
30	35.60	Craie lacustre gris brunâtre, compacte, zonée par bandes plus foncées de qq. cm d'épaisseur.
31	36.05	Craie lacustre grise, parfois marneuse, verdâtre par zones. Fossiles très bien conservés et assez nombreux.
32	36.80	Craie lacustre grise à brun foncé, tendre, fossilifère.
33	38.40	Craie lacustre grise, compacte, tests blancs cassés, parfois tachetés en forme de glissement subaquatique.
34	39.10	Craie lacustre tendre, brun grisâtre, nombreux tests cassés. Stratification assez bien marquée.
35	40.80	Craie lacustre blanchâtre, très dure, zonée par bandes irrégulières de quelques cm d'épaisseur et écartées en moyenne de 10 cm. Un peu vacuolaire.
36	41.90	Craie lacustre brunâtre grisâtre, plus tendre ; tests de gros fossiles peu écrasés.
37	43.40	Craie lacustre gris clair, très bien litée en bandes brun clair, assez fossilifère.

6. Corrélation entre les profils

Pour établir une corrélation quelconque, l'utilisation d'une seule couche est absolument insuffisante. Les intercalations marneuses vertes ou autres, les lits et horizons charbonneux, les craies bleues peuvent intervenir à n'importe quelle hauteur de la série. On ne parvient à une corrélation véritable que si l'on considère l'ensemble des critères paléontologiques, pétrographiques et géochimiques d'un ensemble de couches que nous décrivons sous le terme de complexe.

Deux complexes jouent un rôle capital :

a) *Le complexe des charbons feuilletés*

Il correspond au complexe II de Favre (1937, p. 20). Il se caractérise par l'abondance de la matière organique, la rapidité et la minceur des alternances. Quoique latéralement les variations de faciès sont sensibles, on peut suivre ces couches au Verger, depuis l'embranchement de la

Combe-Girard, jusqu'au Crêt-du-Locle, à 200 mètres environ de l'actuel passage sous-voie. On ne retrouve ces assises nulle part ailleurs.

La limite inférieure de cet Œhningien supérieur est toujours restée imprécise. En fait il n'y a pas de repères satisfaisants. Nous avons choisi arbitrairement les couches bleues qui apparaissent tant au sondage de la Combe-Girard (N° 5) qu'à La Maladière (N° 46 de la description ou N° 20 de la planche II) et la fouille Métalem (à l'embranchement de la route des Ponts-de-Martel). Dans ces trois affleurements les craies sont particulièrement compactes, de grain très fin, de même coloration et de même pauvreté en Mg et Sr. On y retrouve les mêmes structures géopétales, et les craies qui les accompagnent se signalent par les mêmes horizons bréchiques intraformationnels et le même litage fin des bancs plus bruns. Au-dessus de ce complexe la matière organique envahit peu à peu les craies : au-dessous le faciès crayeux franc se poursuit monotone.

La pauvreté en Mg et Sr des couches à feuilles de la gare du Locle, où d'après des photos inédites de Bourquin la sédimentation crayeuse domine, nous font placer cet affleurement au-dessous des couches bleues, c'est-à-dire dans l'Œhningien moyen.

D'après la fouille Métalem, La Jaluse, La Maladière et le sondage de la Combe-Girard, l'Œhningien moyen qui empiète sur le complexe II et Ib de Favre (1937, p. 21) est une suite monotone de craies plus ou moins fossilifères (*Unionidae* surtout vers le haut), foncées, pulvérulentes ou litées. On a souvent confondu ces bancs avec ceux de l'Œhningien inférieur, avec lesquels ils présentent de grandes analogies.

b) *Le complexe marno-tourbeux : base de l'Œhningien moyen*

Dans ce complexe les marnes et les tourbes parfois très fossilifères dominent et forment de véritables bancs. C'est donc une zone de moindre résistance, qui se marque profondément dans la morphologie. Elle a de ce fait une très grande importance. On peut en effet la suivre depuis la Combe-Robert, par la Combe-Girard jusqu'à La Jaluse et à La Grecque. Alors qu'à la Combe-Girard ces marnes affleurent presque naturellement, seules les galeries de la Combe-Robert et la nouvelle route de La Jaluse ont permis de les identifier à coup sûr. Le sondage de la Combe-Girard les a percées à — 80 m environ. La montmorillonite, minéral cardinal de ces marnes, est accompagnée d'attapulgite au sondage et de kaolinite à La Jaluse.

Alors qu'on peut très bien suivre ce complexe sur le versant SE du synclinal, on ne l'a pas retrouvé ni signalé dans le versant opposé. Il est aussi absent dans la galerie de La Maladière. On pourrait se demander si de ce côté ce complexe s'est déposé sous un autre faciès ou si sa très grande plasticité est la cause de sa disparition mécanique. La structure en écaille nous fait plutôt pencher pour cette seconde possibilité. Nous croyons apporter un élément de plus, favorable à cette hypothèse. Le complexe marno-tourbeux repose, dans la partie peu plissée du synclinal, sur des marnes et limons grumeleux, traversés de lits conglomératiques que Bourquin (1945) fixe au sommet de l'Œhningien inférieur. Ces assises sont aussi peu résistantes que celles du complexe marno-tourbeux.

Les dépressions morphologiques résultent de leur juxtaposition. Or les marnes grumeleuses présentent des amas diffus verts et de minces lits de même nature, qu'on croyait glauconieux mais qui sont uniquement montmorillonitiques. Dans les carottes du sondage ces lits ont disparu. Ils frappent par contre dans la galerie de La Maladière (cf. pl. II, lettre C). Grâce à l'échantillonage soigneux de M. J. Neuenschwander, on peut tout de même les retrouver (N° 67 de la description, 100.30 m). Dès lors il s'avère que les marnes grumeleuses de la galerie appartiennent bien au sommet de l'Œhningien inférieur et que le synclinal C (pl. II) est ramené 80 m trop haut, puisqu'il est coincé de part et d'autre entre l'Œhningien supérieur. Avant le synclinal manquent donc non seulement les couches du complexe marno-tourbeux mais presque toutes celles de l'Œhningien moyen. Par ailleurs, alors que la fin de la galerie a entamé les grès et marnes vertes de l'Helvétien sans traverser de gompholite, en surface ces grès n'ont jamais été signalés sur tout le flanc NW, tandis que la gompholite y a une belle extension. Il est donc raisonnable de penser que le complexe marno-tourbeux a aussi existé dans ce flanc mais que son extrême mobilité a favorisé sa disparition mécanique, tout en contribuant à l'écaillement.

7. Conclusions stratigraphiques

La stratigraphie de détail de l'Œhningien n'est pas aussi sensible aux variations de faciès qu'on le supposait. Seul le manque d'affleurements assez larges pouvait le faire croire. Les complications et difficultés de corrélation proviennent plutôt de la tectonique particulière de ces couches.

Nous faisons débuter l'Œhningien inférieur avec les premiers bancs crayeux. Au-dessous nous rattachons, comme Favre (1911), les marnes rouge-blanc-vert à la Marne rouge (Helvétien supérieur). Nous appelons Couches de transition les marnes blanches uniquement qui les surmontent et dont tous les caractères pétrographiques annoncent le faciès crayeux. On peut reprendre pour celui-ci toutes les caractéristiques de Favre (1937). Du point de vue pétrographique, il s'y manifeste une certaine richesse en dolomite et une teneur moyenne en Sr. Quelques intercalations brusques et peu épaisses de montmorillonites s'y signalent, ainsi qu'un premier niveau attapulgitique crayeux (Puits des Rondes N° R 13.2, sondage Combe-Girard N° 85). Les limons et marnes grumeleux, parfois conglomératiques, représentent la fin de l'Œhningien inférieur avec presqu'au sommet les amas et marnes montmorillonitiques verts (Maladière, pl. II, N° 71 et 72. Combe-Girard N° 67).

L'Œhningien moyen débute par les tourbes parfois très fossilifères et les marnes à montmorillonites accompagnées d'attapulgite ou contaminées de kaolinite détritique. Puis la sédimentation crayeuse franche s'établit. On confond parfois ces bancs avec ceux de l'Œhningien inférieur, dont ils n'accusent jamais le caractère vacuolaire. La teneur en Sr est faible, la dolomite très rare. Les couches à feuilles de la gare du

Locle appartiennent à ce sous-étage. Au sommet la sédimentation devient très calme, les craies à grain fin présentent une large cassure conchoïdale et la couleur bleue apparaît. L'extension de ce faciès est telle qu'on peut l'utiliser comme horizon repère et en faire la limite entre l'Œhningien moyen et supérieur.

Pour l'Œhningien supérieur toutes les remarques de Favre (1937) sont de nouveau valables. La teneur en Sr croît pour trouver son maximum dans les lignites. Avec elle s'accroît aussi la fréquence du Mg qui cette fois se loge dans la maille de la calcite au lieu de celle de la dolomite.

Les niveaux silicifiés, tant lignites que boues ou craies, peuvent former localement d'assez grandes lentilles. Celles-ci sont rarement conservées intactes car elles ont été débitées en fragments par de nombreux éboulements.

Pour les malacologistes ce complexe serait sarmatien. D'après la faune vertébrée on l'attribuerait au Vindobonien supérieur. Nous nous sommes contentés de l'appeler Œhningien supérieur.

Nulle part nous n'avons pu voir le sommet tout à fait supérieur de l'Œhningien, soit que le fauchage et les glissements en aient bouleversé l'ordonnance, soit que l'érosion pliocène tardive et quaternaire l'ait fait disparaître.

L'Œhningien le plus jeune n'a jamais été trouvé qu'au Verger ou au Crêt-du-Locle.

8. Formations post-œhningiennes

Les boues dolomitiques et marnes illitiques vertes, que l'on suit depuis la nouvelle route Henri Perret jusqu'au S de l'angle le plus méridional de l'ancien cimetière des Jeannerets, appartiennent à un réseau hydrographique antérieur au lac post-glaciaire. En effet ni Schardt (1903) ni Favre (1911) ne signalent de marnes vertes dans les remplissages post-glaciaires du « Marais du Locle ».

Dans le tableau récapitulatif, on constatera la parfaite concordance entre nos observations et les subdivisions de Jaccard. Ces dernières ont été contestées à tort par Schardt et Favre qui n'ont pas pu, par manque d'affleurements assez continus, voir ou reconnaître les grands bancs de l'Œhningien moyen. Nous avons décalé dans le tableau les subdivisions proposées par ces deux auteurs, pour leur assigner leur place réelle. Il est probable que convenablement rattachée aux différentes unités, la faune malacologique gagnerait une spécificité que jusqu'à maintenant la confusion des subdivisions lui refusait.

Tableau récapitulatif des subdivisions de l'Œhningien

d'après Jaccard (1869, p. 94 et 1870, p. 17)	d'après Schardt (1903, p. 263)	d'après J. Favre (1937, p. 20 et 21)	Nouvelle subdivision proposée
4. Lignites, calcaires siliceux (ménilite) 20 m	*2.* Série des alternances marneuses avec feuillets charbonneux et concrétions de ménilites. 50-60 m	*Complexe II* Marnes, marno-calcaires, calcaires, craies, calcaires siliceux, lignites. *Amnicola pseudoglobulus*, *Hydrobia sulculata*, *Galba jaccardi*, *Bithynia curta*, *Gyraulus trochiformis kleini*	*Œhningien supérieur* Charbons feuilletés, lignites, tourbes friables en alternance avec des craies pulvérulentes, silicifications, faune de petite taille Calcites magnésiennes, aragonite, Sr : 5000 ppm Au bas : faciès craie blanche
3. Calcaires blancs crayeux, couches à feuilles 12 m			*Œhningien moyen* Faciès très fin, craies blanches et bleues, calcite uniquement, Sr : 600 ppm. Grands bancs microrythmés faibles, intercalations marneuses, tourbeuses, Sr : 1500 ppm
2. Marnes et calcaires marneux à *Melanopsis* 40 m		*Complexe Ib* Marnes et calcaires marneux, charbonneux, bitumineux. Dents et ossements de vertébrés. Localement couches à feuilles *Cepaea*, *Coretus mantelli*, *Radix dilatata*, *Gyraulus trochiformis kleini*, Unios. Localement couche à *Melanopsis*	Complexe marneux-tourbeux, montmorillonites, attapulgites, localement kaolinites, Sr : 1800 ppm *Œhningien inférieur* Conglomérat de galets Œhn. Marnes et boues grumeleuses. Intercalations vertes à montmorillonites
1. Grands bancs de calcaires durs à Hélices, Planorbes et Limnées	*1.* Calcaire en gros bancs à *Limnaea dilatata*, *Planorbis mantelli*, *Helix*	*Complexe Ia* Grands bancs de calcaires durs parfois noduleux, vacuolaires	Grands bancs de craies parfois vacuolaires, hétérogènes. Dolomite, attapulgite, Sr : 1700 ppm

9. Remarques tectoniques

Le propos de ce paragraphe n'est pas de traiter la tectonique d'ensemble du bassin du Locle, mais de décrire à l'aide d'un exemple les déformations qu'à la suite de la principale phase du plissement jurassien, un matériel aussi spécial que des craies lacustres a subies.

Il ne s'agit donc pas d'une description à l'échelle d'un pli, mais d'une partie d'un pli.

La galerie de La Maladière, longue de 230 m, foncée dans le flanc NW du synclinal, constitue cet exemple. Tout ce qui suit se rapporte à elle et figure dans la planche II.

Du centre à l'extérieur du bassin, c'est-à-dire en direction NW, le secteur de La Maladière se décompose en un premier anticlinal, un synclinal et des écailles précédant le renversement du substratum secondaire, renversement que l'on peut observer en surface et connu au siècle passé déjà.

Mais pour mieux comprendre la nature de ces déformations, il faut recourir à l'analyse structurale. Comme d'habitude, celle-ci n'est efficace que si les « corps » étudiés sont décomposés en « éléments ». Dans la galerie de La Maladière, ce découpage s'est fait en tronçons dont les zones de broyage forment les limites. D'après les stéréogrammes, quatre tronçons principaux ont été reconnus : le premier part du début de la galerie et va jusqu'à A (cf. pl. II), le second de A à B, le troisième de B à C et le quatrième de C au fond. Au haut de la planche II sont reportées les directions axiales de chaque tronçon avec la direction de la galerie. La différence angulaire entre les divers axes est assez importante, puisqu'elle peut atteindre 40°.

En détail : le premier tronçon, qui forme le flanc SE de l'anticlinal dont la charnière est visible en B, est plissé selon un axe N 88 E avec un léger plongement à l'E. Une zone de fracture passe à la couche 17, exactement où les couches se redressent. Dans la projection stéréographique, les pôles de ces couches sortent de la zone (cf. fig. 1 [1]). D'autre part les stries indiquent que le train de fissures traverse la galerie très obliquement d'E en W (direction de la galerie N 143 E, direction moyenne des stries N 130 E).

Nous voyons dans le redressement des couches, la façon dont elles tournent et dans le plongement faible des stries, les effets d'un décrochement qui est bien visible à cet endroit, parce qu'il traverse une zone assez résistante.

L'axe du deuxième tronçon a un peu tourné au N (N 74 E, léger plongement E). Les stries des plans de friction se rapprochent de la direction NS ; leur plongement tantôt N tantôt S est plus faible. Elles traversent la galerie très obliquement d'W en E (cf. fig. 1 [2]).

Ce tronçon se termine à la charnière cassée de l'anticlinal. Là, la zone de broyage intense a fait disparaître toutes les structures stratigraphiques. En projection stéréographique les pôles des couches sont de nouveau aberrants (cf. fig. 1 [3]). Ceux des surfaces de friction se répartissent sans ordre dans les quatre cadrans, et on note la première apparition dans la

galerie de nombreuses surfaces de friction en « postérieur ». Les stries que portent ces surfaces traversent toujours la galerie très obliquement mais aussi bien d'W en E que le contraire. Leur plongement est tantôt fort, tantôt faible mais toujours vers le SE. Immédiatement avant cette zone, de petits mouvements faisaient monter le compartiment supérieur vers le NW, mais les stries des plans de stratification avaient un plongement plus faible que 45°. Il s'agit là de traces de mouvement d'une autre

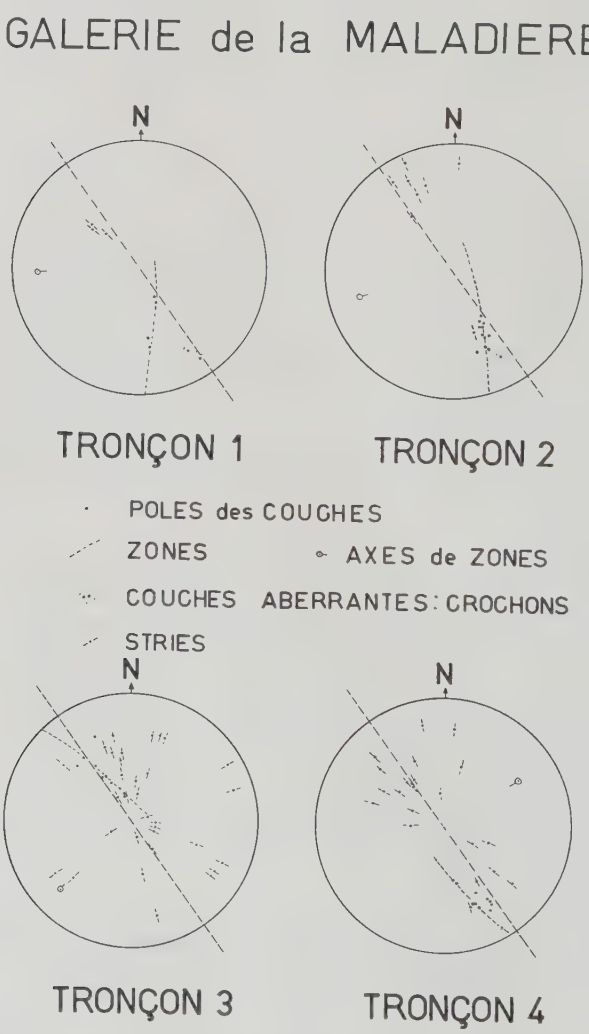


Fig. 1. Diagrammes stéréographiques équiangles.
Les diamètres en traitillé indiquent la direction de la galerie. Seuls les pôles des couches les plus valables sont reportés. A remarquer dans les N° 1 et 2 la dispersion des couches due aux crochons, dans les N° 3 et 4 la dispersion des stries due aux surfaces de glissement en postérieur.

nature. De toutes ces constatations, nous en avons conclu que l'accident qui casse la charnière de l'anticlinal en B est un décrochement mais dont le mouvement, principalement subhorizontal, peut se décomposer par place en mouvements horizontaux et verticaux. On peut expliquer cette décomposition par un gauchissement de la direction générale ou par un débitement des lèvres du décrochement en gros blocs, qui, entraînés par le mouvement général, fonctionnent comme coins. Ces deux hypothèses expliquent en tout cas la formation des surfaces en postérieur et le rayonnement des stries.

L'axe du troisième tronçon (de B à C) est encore plus tourné vers le N (N 46 E, léger plongement vers l'E). On retrouve, sur les plans de stratification, les petits mouvements différentiels mentionnés plus haut, mais ici leurs traces indiquent que le compartiment supérieur est monté au SE. Sur les deux flancs de l'anticlinal donc, les compartiments supérieurs sont montés vers la charnière. Il s'agit alors plus du réajustement des couches lors du plissement que d'une conséquence secondaire du décrochement. La limite N de ce tronçon est mal définie. On saute en effet à 147 m, de l'Œhningien supérieur à l'Œhningien inférieur sans passage net et sans dislocation bien visible.

Nous avons vu (cf. p. 26) que le synclinal C était coincé 80 m trop haut entre les couches de l'Œhningien supérieur. Or du côté N la dislocation est très visible. Si du côté S un mouvement d'une telle ampleur n'a laissé que si peu de traces, cela provient de la très grande plasticité des couches du complexe marno-tourbeux qui, fonctionnant comme lubrifiant, a favorisé la rupture de l'ensemble et la création des écailles. Le synclinal C provient de l'extrême pointe d'une écaille, tandis que les couches de l'Œhningien supérieur et moyen de C à 190 m, appartiennent à une autre écaille coupée obliquement par la galerie. L'analyse structurale de telles écailles devient très délicate surtout si l'on ne possède, comme à la galerie, que des affleurements d'au maximum 2 m de haut. Toutefois avec ce que l'on peut voir de stratification dans ce dernier tronçon, nous avons construit l'axe le plus probable dont la direction occupe une position intermédiaire (par rapport aux axes des trois premiers tronçons), mais qui plonge cette fois de 20° à l'W. Les écailles n'ont donc pas seulement tourné en plan mais aussi en hauteur.

Le rebroussement à 90° des couches (cf. pl. II, 190 m) qui s'effectue tantôt par flexure, tantôt par une cassure, peut s'expliquer par l'exagération d'un plissement initial en escalier.

C'est aussi à la structure en écailles qu'il faut attribuer, dans la galerie, la présence de l'Helvétien marno-gréseux et l'absence de gompholite. Cette structure ne se rencontre alors pas uniquement au Verger, mais dans tout le flanc NW du synclinal, puisqu'on n'a jamais signalé en surface des grès et marnes verts. Ceux-ci sont restés coincés en profondeur dans la trappe que forme le renversement du substratum crétacé-jurassique. C'est d'ailleurs ce qu'a trouvé Favre (1911, fig. 26) à l'anticlinal du Jet-d'Eau. Depuis le Col-des-Roches jusqu'au Crêt-du-Locle il ne faut probablement pas interrompre la molasse marine avant le renversement du flanc mais sous celui-ci.

En résumé et grâce à la galerie de La Maladière, on voit que le flanc NW du synclinal du Locle ne se contente pas de se renverser, mais que plusieurs plis compliqués d'écailles annoncent cet accident. Favre (1911) a signalé des replis à la Combe-Girard et à La Jaluse. Il est probable que si l'on y fonçait des galeries tout se compliquerait encore. Mais si les replis dans l'Œhningien du flanc SE commencent déjà à 600 m du Crétacé, sur le flanc NW ils se concentrent sur 250 m.

10. Discussion

Le style de la tectonique que révèle l'observation minutieuse des déformations dans la galerie de La Maladière, ne correspond pas à l'image conventionnelle que l'on se fait. Il y a là un mélange de style souple, écaillé et cassant. La combinaison d'anticlinaux, de synclinaux, de décrochements et d'écailles confère à cette partie du pli une symétrie triclinique. Si l'on rapporte ces observations à l'ensemble du bassin, la première idée qui vient à l'esprit est que ces décrochements et renversements suggèrent un rétrécissement. Il s'agit fort probablement là d'une image assez simpliste. En fait, l'obliquité des décrochements par rapport aux axes des petits plis (cf. pl. II) a plutôt pour résultat une élongation.

11. Age du plissement

D'après Favre *(loc. cit.)* les galets de gompholite proviennent du Crétacé, quand celui-ci affleure encore, et ailleurs du Jurassique. L'anticlinal était déjà exondé et l'érosion l'avait déjà débarrassé de son Crétacé avant le dépôt de la gompholite.

L'exondation s'est maintenue au cours de ce dépôt, puisque la gompholite (toujours d'après Favre, *loc. cit.*) s'est formée au pied d'une falaise.

L'anticlinal de Sommartel a eu une histoire un peu différente ; sur son flanc NW en effet, le Crétacé affleure mais on n'y observe pas de gompholite. Si cet anticlinal fut exondé avant et pendant le dépôt de la gompholite, la différence d'altitude ne fut pas assez grande pour former une falaise.

Le lac tortonien a occupé la cuvette comprise entre ces deux anticlinaux. La présence de couches lacustres semblables, dans les synclinaux des Ponts-de-Martel (Favre, 1937, p. 4), du Val-de-Travers (Thiebaud, 1937) et dans celui des Verrières (Muhlethaler, 1932) n'exclut ni l'existence de terres exondées entre eux ni celle d'anticlinaux déjà ébauchés. Dans le Post-glaciaire, par exemple, on connaît des dépôts

---

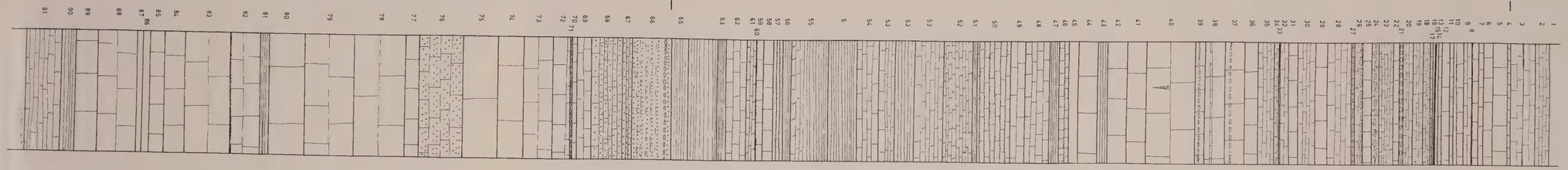
LÉGENDE DE LA PLANCHE I

Coupe stratigraphique détaillée de l'Œhningien.

OEHNINGIEN INFERIEUR

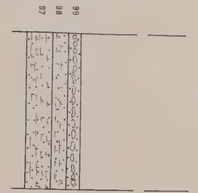
OEHNINGIEN MOYEN

OEHNINGIEN SUPERIEUR

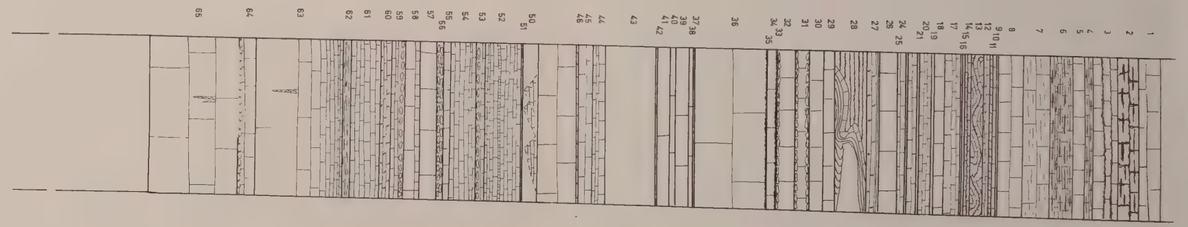


SONDAGE DE LA COMBE GIRARD

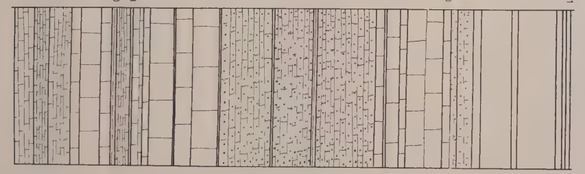
GALERIE



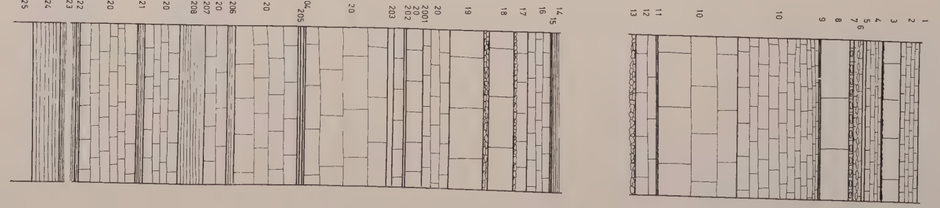
DE LA MALADIERE



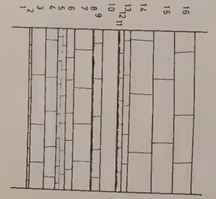
PUITS 1 LES RONDES



NOUVELLE ROUTE LA JALUSE



METALEM



crayeux synchrones : dans le marais du Locle (à environ 900 m), dans le Val-de-Travers (à environ 700 m) et dans le lac de Neuchâtel (à environ 400 m) à une époque où le Jura avait déjà sa forme actuelle.

Si, par une première approximation, on admet que le lac Œhningien a duré entre 300 000 et 500 000 ans, on peut supposer que, pendant cette période qui précède immédiatement la phase paroxysmique, les sédiments ont enregistré quelques mouvements précurseurs. Les marnes grumeleuses et les conglomérats du sommet de l'Œhningien inférieur, ainsi que la fréquence des glissements et des éboulements subaquatiques dans l'Œhningien moyen surtout, pourraient en être une conséquence.

Il serait vain de chercher dans l'Œhningien des traces de soulèvement d'ensemble ; à peine peut-on y discerner un léger basculement de la cuvette. Au contraire, les mouvements horizontaux, qui ont contribué à exagérer le renversement du flanc NW et qui se sont traduits en plusieurs endroits par des ruptures décrochantes, ont laissé des traces dans toute la cuvette.

ESQUISSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

1. Substratum jurassique

Le synclinal du Locle se trouve actuellement entouré d'anticlinaux jurassiques que l'érosion a entamés jusqu'au Dogger. C'est là la conséquence des différents plissements qui ont formé la chaîne jurassienne. Quoique le Bajocien, mais surtout le Bathonien forment d'assez larges affleurements au N du synclinal, nous n'avons fait débuter nos analyses qu'à l'Oxfordien, partant du principe que l'érosion découvre d'autant plus tardivement les terrains qu'ils sont plus anciens.

Les sédiments jurassiques (Dogger et Malm) sont ceux d'une mer peu profonde et assez chaude (coraux). Les carbonates dominent mais les récurrences marneuses jouent aussi un grand rôle. On trouve dans le Portlandien, mais surtout dans le Purbeckien, quelques couches d'eau douce. A part l'épaississement de l'Oxfordien au N et le passage des marnes argoviennes aux calcaires récifiaux rauraciens, les faciès ne subissent que peu de changements sur une très grande partie de la chaîne jurassienne à la hauteur du Locle.

2. Substratum crétacé

Le Valanginien et l'Hauterivien, celui-ci très érodé, étaient aussi couverts par une mer peu profonde, où la sédimentation détritique dominait ceci, surtout dans l'Hauterivien.

Ces couches du Secondaire ont non seulement fourni les carbonates qui, par précipitation dans le lac tortonien, ont formé les craies, mais elles ont aussi pu livrer la kaolinite, l'illite et la montmorillonite des couches de transition comme de l'Œhningien proprement dit.

3. Le Tertiaire

Une grande période d'émersion a laissé des traces sur presque tout le Jura, comme du reste dans les Alpes helvétiques. Cette période s'est traduite par la formation de « terra rossa » dont les vestiges, connus sous le nom de Sidérolithique, augmentent de fréquence et d'importance d'W en E. On a pu rattacher cette formation à l'Eocène ; nous verrons plus loin que, suivant les régions, il convient peut-être de lui attribuer une plus grande durée.

Il est difficile, actuellement encore, de dater exactement les dépôts tertiaires. Il semble toutefois qu'il faut distinguer trois sortes de synclinaux internes d'après leur contenu tertiaire : les synclinaux à brève lacune, les synclinaux à lacune terminale et les synclinaux à lacune basale.

a) *Synclinaux à brève lacune*

Le bassin de Delémont est le meilleur exemple de synclinal où les lacunes stratigraphiques jouent un faible rôle. On y reconnaît en effet des dépôts éocènes (sidérolithiques) et stampiens. L'Aquitanien et le Burdigalien constituent une lacune. A l'Helvétien les dépôts reprennent pour se poursuivre jusqu'au Pontien. Alors que l'Eocène et le Sannoisien sont des formations typiquement continentales, au Rupélien la transgression marine a abandonné aussi bien des sédiments côtiers (conglomérats, Meeressande) que moins détritiques (Septarienton, Cyathulamergeln). Ce premier cycle se termine par les dépôts d'eau douce au Délémontien (Chattien). La succession des conglomérats, grès ou sables, marnes, carbonates, est celle d'une série virtuelle normale, à laquelle il ne manquerait que le minerai de fer et les évaporites (Millot 1957, Lombard 1953), ces dernières remplacées par les faciès d'eau douce.

Le second cycle s'ébauche par la transgression marine de l'Helvétien, mais cette fois-ci d'origine molassique suisse et non plus haut-rhénane comme dans le premier cycle. La transgression perd de sa vitalité et est relayée par les dépôts d'eau douce du Tortonien.

Deux séries virtuelles normales trouvent donc leur réalisation dans le bassin de Delémont.

b) *Synclinaux à lacune terminale*

Nous rattachons à ce groupe les synclinaux de l'Auberson, de la Vallée-de-Joux, du Val-de-Travers, du Val-de-Ruz et de Saint-Imier, c'est-à-dire les premiers synclinaux importants en arrière de la première chaîne du Jura.

Il ne subsiste dans ces synclinaux que les traces du premier cycle dont les limites sont difficiles à fixer en raison de l'imprécision des déterminations stratigraphiques. Parfois ce cycle n'a laissé de traces qu'au Sannoisien et au Stampien, comme à la Vallée-de-Joux (Aubert 1958) ; d'autres fois on attribue soit au Stampien, soit à l'Aquitanien la grosse masse des sédiments. D'autres fois enfin, du Burdigalien ou de l'Helvétien sont présents mais sans acquérir l'importance qu'ils ont dans les synclinaux haut-jurassiens. Mais en tout cas, dans ces synclinaux, à part quelques dépôts d'eau douce au Tortonien, les traces du second cycle sont absentes ou peu importantes.

c) *Synclinaux à lacune basale* (fig. 2)

Dans les synclinaux des Verrières, des Ponts-de-Martel et du Locle, les dépôts tertiaires débutent avec la transgression peut-être burdigalienne mais sûrement helvétienne. Comme dans le bassin de Delémont, la transgression en perte de vitesse est relayée par les dépôts lacustres dont l'*Œhningien loclois forme le plus bel exemple de la chaîne jurassienne.*

Les différents stades de ce cycle se sont particulièrement bien marqués dans la pétrographie du Tertiaire du Locle : de l'Helvétien au sommet quantitatifs mais aussi qualitatifs : la chlorite, minéral marqueur de

du Tortonien, le diamètre moyen des insolubles passe de plus de 63 μ à moins de 0,6 μ, leurs proportions calculées sur la roche totale, de 80 à une fraction de %. Parallèlement, la teneur en carbonates augmente et dépasse 90%. Cette évolution se suit non seulement d'après des critères

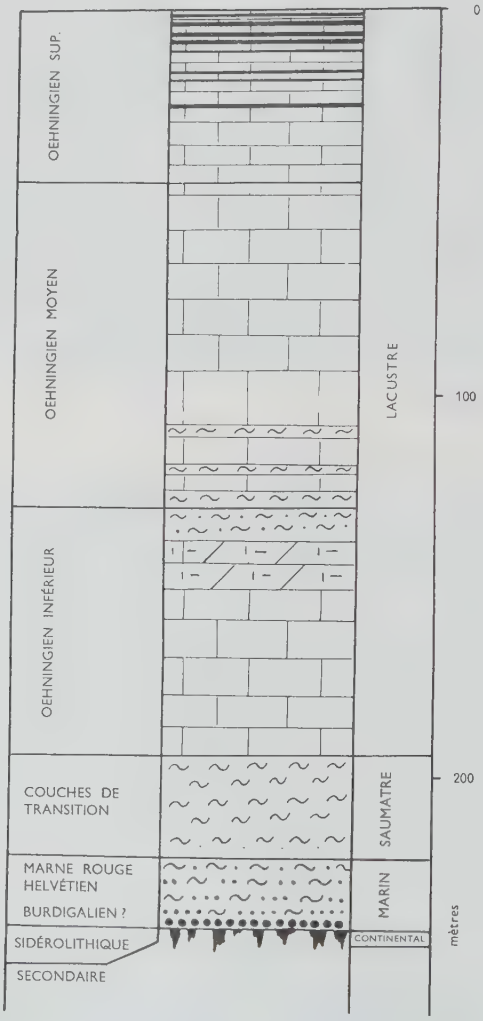


Fig. 2. Exemple schématique de remplissage tertiaire d'un synclinal jurassien à lacune basale : les sédiments du premier cycle tertiaire ou cycle oligo-miocène sont absents. Seul le deuxième cycle ou cycle miocène supérieur est représenté. Ses dépôts reposent directement sur le substratum secondaire. On remarquera, par opposition au premier cycle, la réduction d'épaisseur des grès, sables et marnes et l'importance de la phase crayeuse d'eau douce. Les charbons feuilletés annoncent l'atterrissement du lac.

l'origine alpine, disparaît avec le début de l'Œhningien ; la Marne Rouge et les couches de transitions se sont donc encore déposées dans un bassin en communication avec le bassin molassique. D'un autre côté, les teneurs en Bore (HARDER 1959) soulignent le passage du faciès marin au faciès lacustre ; celles de Strontium précisent les derniers stades lacustres du cycle (cf. KÜBLER 1962).

Il serait intéressant de suivre dans les dépôts tertiaires des Verrières et des Ponts-de-Martel cette évolution d'après les mêmes critères.

Toutefois, que l'on prenne le premier ou le second cycle, on est frappé de la similitude de leurs séquences. Sur les conglomérats, les grès et les sables du début se déposent des marnes bariolées, mais surtout rouges, auxquelles succèdent des dépôts d'eau douce... Cela explique l'échec de la stratigraphie par faciès, puisqu'en passant d'un synclinal à l'autre on retrouve les mêmes termes mais décalés d'un cycle.

La couleur rouge des marnes est généralement attribuée à un remaniement du Sidérolithique. C'est en tout cas l'opinion communément admise pour les marnes stampiennes. Rien n'empêche de supposer une même origine aux marnes rouges helvétiennes, soit que l'on admette une permanence du Sidérolithique sur les terres émergées débordant d'Eocène, soit que le lessivage des « terra rossa » n'intervienne que plus tard pour les chaînons haut-jurassiens.

Nous sommes parfaitement conscients de la précarité et de l'insuffisance des divisions que nous introduisons ci-dessus. Il ne s'agit d'autre part pas d'idées originales. Elles s'inspirent des publications d'AUBERT (1958 et 1959). Cependant pour comprendre l'origine des minéraux argileux du Locle et des minéraux qui sont l'objet de la seconde partie de ce travail (cf. KÜBLER 1962), l'esquisse brève d'un cadre paléosédimentologique était indispensable.

4. Influence du plissement

D'une manière générale, on admet que les premières phases du plissement ont provoqué l'individualisation des bassins internes, par la création de hauts-fonds ou de terres émergées. Celles-ci « écrémaient » d'une part les sautes de la mer molassique, d'autre part elles cloisonnaient les bassins entre eux. Cela explique l'origine tantôt alpine, tantôt jurassienne des sédiments : les molasses, sables et marnes représentent l'élément alpin, les marnes et formations d'eau douce l'élément jurassien. L'origine alsacienne et vosgienne de quelques formations du bassin de Delémont indique que les invasions pouvaient aussi provenir du N.

La localisation, non seulement dans le temps mais aussi dans l'espace, des asthénies de la mer molassique, complique le schéma. Les discontinuités sédimentaires ne proviennent pas uniquement des mouvements du substratum, mais aussi des variations dans l'origine de l'alimentation. Pour les synclinaux internes, les recherches récentes d'AUBERT *(loc. cit.)* montrent d'autre part l'importance des dislocations très localisées. D'un bassin interne à un autre, il ne faut donc pas s'étonner de noter des écarts, des changements de faciès ou des lacunes.

Résumé

L'abondance des affleurements a permis de préciser la stratigraphie de l'Œhningien. On divise celui-ci en trois parties qui correspondent en gros à celles de JACCARD (1869). Cette subdivision s'appuie aussi bien sur les fossiles déjà abondamment décrits que sur des critères pétrographiques ou géochimiques. La permanence des faciès autorise cette démarche.

Une description minutieuse des profils-clef est donnée.

L'analyse tectonique détaillée du flanc NW (galerie de La Maladière) révèle que le renversement important des couches secondaires est annoncé par un plissement complexe de l'Œhningien. Ce plissement comprend des anticlinaux, des synclinaux, des écailles, des failles et des décrochements. Les phases paroxysmiques du plissement jurassien sont bien postoehningiennes.

Une esquisse paléogéographique et une comparaison des Tertiaires des autres synclinaux internes jurassiens terminent l'étude.

Zusammenfassung

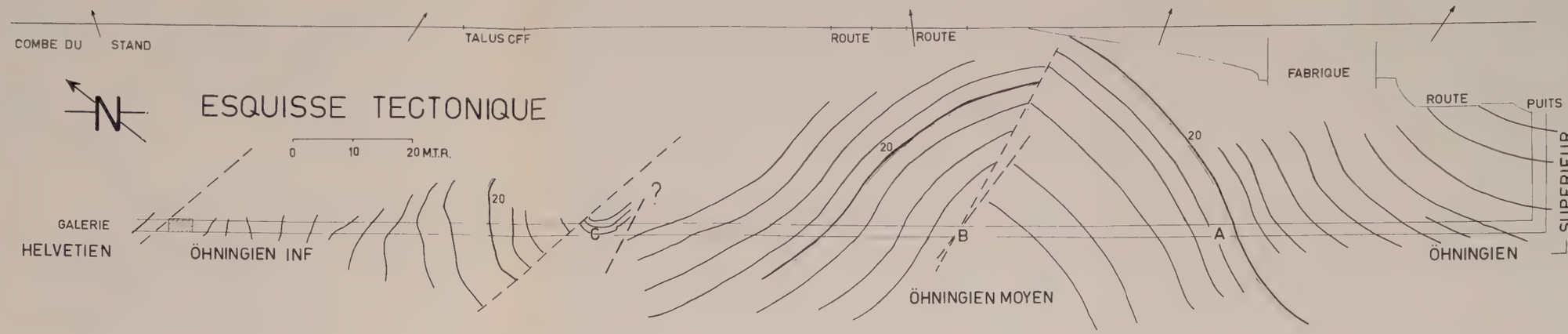
Eine grössere Anzahl von Aufschlüssen erlaubte die Stratigraphie des Œhningien genauer zu erfassen. Drei Teile werden unterschieden, die ungefähr der Einteilung von JACCARD (1869) entsprechen. Diese Einteilung stützt sich sowohl auf die schon reichlich in der Literatur beschriebenen Fossilien, als auf petrographische und geochemische Daten. Die Beständigkeit der Fazies erlaubt ein solches Vorgehen. Die Typ-Profile werden sehr genau beschrieben. Eine ausführliche tektonische Analyse des NW-Flügels der Synklinale (Stollen von La Maladière) zeigt, dass die wichtige Umkippung der sekundären Schichten von verwickelten Faltungen im Œhningien begleitet wurde. Diese Deformationen bestehen aus Sätteln, Mulden, Schuppen, Verwerfungen und Querverschiebungen. Die paroxysmischen Phasen der jurassischen Faltung dürften postoehningisch sein.

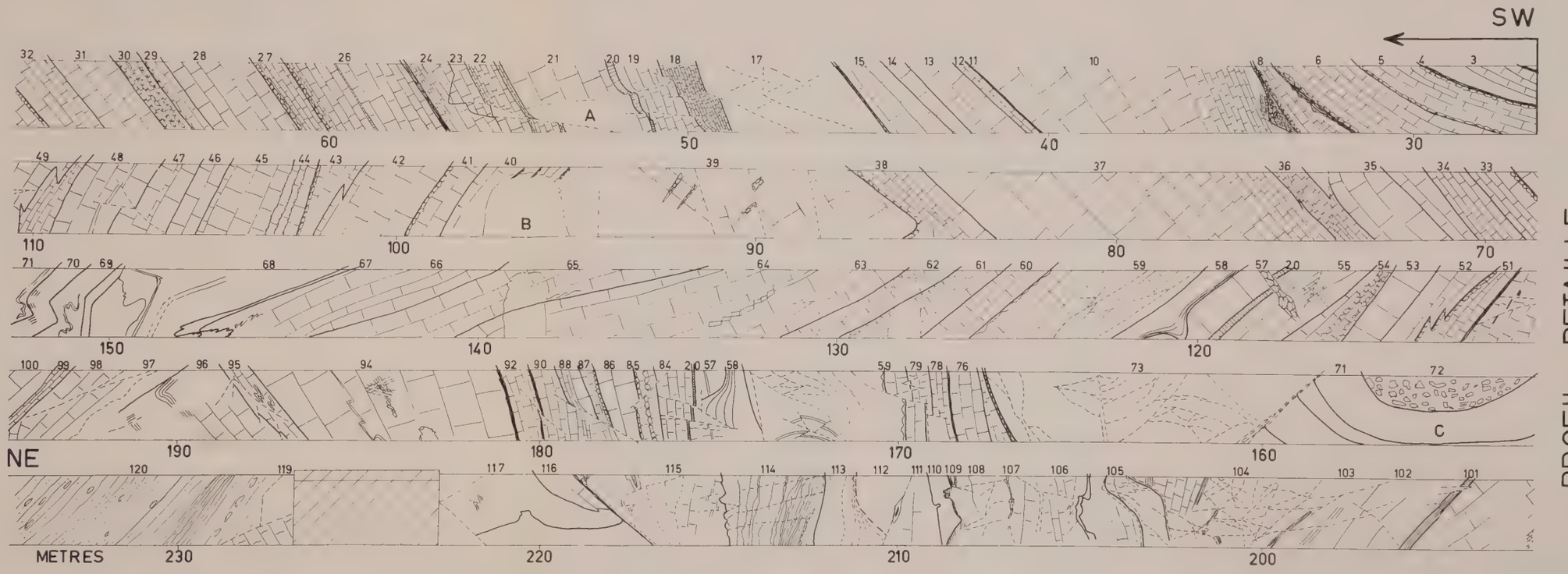
Eine paläogeographische Skizze und ein Vergleich mit den tertiären Schichten der anderen jurassischen Mulden beenden die Arbeit.

LÉGENDE DE LA PLANCHE II

Profil de la galerie de La Maladière.
En haut : sur la trace de la galerie les directions axiales des 4 tronçons ; à l'extrême gauche, direction de l'anticlinal crétacé de la Combe-du-Stand. Au milieu : esquisse tectonique. En bas : levé détaillé. A remarquer : les structures centripètes, les déformations souples, la fracturation intense localisée et, avant les grès verts helvétiens, l'absence de Gompholite.

GALERIE de la MALADIERE





PROFIL DETAILLE

Summary

The abundance of the outcrops has allowed to state precisely the stratigraphy of the Œhningien that may be divided in three parts, each of them corresponding fairly well to the division made by JACCARD (1869). This subdivision relays as well upon the fossils already plentifully described as upon petrographical and geochemical tests. The permanence of the facies allows this proceeding. A precise description of key-profiles is given. The meticulous tectonical analysis of the N-W flanc discloses that the important overturning of the secondary beds begins with a complicated folding of the Œhningien. The folding includes anticlines, synclines, scales, faults and strike-slip faults. The paroxysmical phasis of the jurassian folding follows the Œhningien.

A paleogeographical sketch and a comparison of the tertiary sediments of the other synclines end the study.

BIBLIOGRAPHIE

AGASSIZ, L. — (1837). Dent de *Dinotherium* du Bassin du Locle. *Act. Soc. Helv. Sc. Nat.* 22e sess., p. 26.

AUBERT, D. — (1958). Sur l'existence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura vaudois. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* 81 : 47-54, 2 fig.

— (1959). Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.* 76, vol. 12 (4) : 93-152, 11 fig., 2 pl.

BOURQUIN, Ph. — (1945). Inédit, *Ville du Locle* : Sondages pour captages d'eau. Sondage C (Combe-Girard), Swissboring Plan N° 5710, profil dressé par l'auteur.

BUCH, Leopold von. — (1803). Catalogue d'une collection des roches qui composent les montagnes de Neuchâtel. *In : Leopold von Buch's gesammelte Schriften herausgegeben von J. E. Wald, J. Roth und H. Eck*, 1 (1867) : 584-687, 1 fig.

BÜCHI, U. P. — (1956). Über ein Vorkommen von Montmorillonit in der zürcherisch-aargauischen Molasse. Min. Beitr. von F. HOFMANN. *Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. und Ing.* 22 (63) : 19-24.

BURRI, F. — (1951). Geologie des Jensbergs südlich von Biel. *Mitt. Naturf. Ges. Bern*, N. F. 8 : 29-54, 1 fig., 1 pl., 1 plan.

DESOR, E. et GRESSLY, A. — (1858). Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. *Mém. Soc. neuch. Sc. nat.* 4 (8) : 159 pp., 2 pl., 1 carte géol.

FAVRE, J. — (1911). Description géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds. Thèse Univ. Genève. *Ecl. Geol. Helv.* 11 (4) : 369-476, 36 fig., 2 pl.

— (1935). Etude sur la partie occidentale du lac de Genève. II. Histoire malacologique du lac de Genève. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève* 41 (3) : 295-414, 19 fig.

FAVRE, J., BOURQUIN, Ph. et STEHLIN, H. G. — (1937). Etudes sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois. *Mém. Soc. Pal. Suisse* 60 : 1-47, 7 fig., 4 pl.

HARDER, H. — (1959). Beitrag zur Geochemie des Bors. *Nachrichten der Akad. der Wissensch.* II Math.-Physik. Kl. (6) : 123-183.

HEER, Oswald. — (1856). Entdeckung fossiler Pflanzen in Locle. *Viertelsjahrsschrift der naturf. Ges. Zürich.* 1 : 92.

— (1865). Die Urwelt der Schweiz. 622 pp., 368 fig., 11 pl., *Zürich* (Schulthess).

HOFMANN, F. — (1956). Die Obere Süsswassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau. *Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. und Ing.* 23 : 23-34, 1 fig.

— (1958). Das Bentonitvorkommen von Le Locle. *Ecl. Geol. Helv.* 51 (1) : 65-71, 2 fig., 2 tabl.

HOFMANN, F., GEIGER, Th. et SCHWARZACHER, W. — (1949). Über ein Vorkommen von Montmorillonit in der Ostschweizerischen Molasse. *Schweiz. min. petrogr. Mitt.* 29 (1) : 43-49, 4 fig.

JACCARD, A. — (1858). Note sur la flore fossile du terrain d'eau douce supérieur du Locle. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* 4 : 57-68.

— (1864). Le charbon de pierre du Locle. 18 pp., *Le Locle* (Courvoisier).

— (1869). Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois et de quelques districts adjacents du Jura français. *Mat. Carte Géol. Suisse* 6 (1re sér.) : I-VIII + 1 — 340, 8 pl.

— (1870*a*). Supplément à : Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. *Ibid.* 7 (1re sér.) : I-VIII + 1-79, 4 pl.

— (1870*b*). Quelques mots sur les cartes géologiques et en particulier sur les feuilles VI, XI et XVI de la Carte géologique de la Suisse. 14 pp., *Neuchâtel.*

— (1893*a*). Sur la Vivianite du Locle. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* 21 : 84-86.

— (1893*b*). Sur l'opale du Locle. *Ibid.* 21 : 86-87.

Kübler, B. — (1962). Etude pétrographique de l'Œhningien (Tortonien) du Locle (Suisse occidentale) *Beitr. Mineral. Petrogr.* (sous presse).

Lemcke, K., von Engelhardt, W. et Fuechtbauer, H. — (1953). Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse. *Geol. Jahrb.* hrg. v. d. *Geol. Landesanst. d. Bundesrepubl. Deutschland.* Beil. 11 (ser. 8, Nr. 110, A), 64 pp.

Lombard, A. — (1953). Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. *Inst. Français Pétr.* 8 : 9-57, 23 fig.

Maillard, G. et Loccard, A. — (1892). Monographie des mollusques tertiaires, terrestres et fluviatiles de la Suisse. *Mém. Soc. Pal. Suisse* 19 : 128-275, 4 pl.

Millot, G. — (1949). Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Géol. Appl. et Prosp. Minière* 2 (2-4) : 6-352, 7 pl.

Moos, Armin von. — (1935). Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandstein. *Schweizer. min. petrogr. Mitt.* 15 : 169-265, 9 fig., 10 tabl.

Mornod, L. — (1959). Rapport hydrogéologique sur la source de La Maladière et son recaptage par galeries. 11 pp., 5 pl. (inédit).

Muhlethaler, Ch. — (1932. Etude géologique de la région des Verrières. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* 56 : 121-300, 17 fig., 2 pl.

Nicolet, C. — (1839). Essai sur la constitution géologique de la vallée de La Chaux-de-Fonds. *Mém. Soc. neuch. Sc. nat.* 2 : 26 pp., 2 pl., 1 plan.

— (1844). Sur les ossements fossiles des marnes nymphéennes de La Chaux-de-Fonds. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* 1 : 124-126.

Pavoni, N. — (1955). Das Niveau des « Appenzeller Granites » (Degersheimerkalknagelfluh) und seine Ausdehnung in der Zürcher Molasse. *Ecl. Geol. Helv.* 48 (2) : 364-365.

— (1957). Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. *Vierteljschr. Naturf. Ges. Zürich* 102 : 117-315, fig., pl., profils et tables.

Pfannenstiel, M. — (1958). Fälscher und Fälschungen von Œhninger Fossilien. *Geologie* 7 (3-6) : 846-860, 9 fig., *Berlin.*

Schardt, H. — (1903). Sur une coupe du terrain œhningien près du Locle et revision de la faune de Mollusques de l'Œhningien de cette vallée. Mélanges géologiques XVIII. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* 31 : 263-286, 10 fig., 1 pl.

Thiébaud, Ch. E. — (1937). Etude géologique de la région Travers, Creux-du-Van, Saint-Aubin. Thèse Sc. Neuchâtel. *Bull. Soc. neuch. Géogr.* 45 : 1-76, 2 fig., 1 pl.

Weaver, C. E. — (1956). The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. *Am. Mineral.* 41 : 202-221, 12 fig.

— (1958). Geologic interpretation of argillaceous sediments. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.* 42 : 254-309, 18 fig., 7 pl.

Wegmann, E. — (1956). Note sur quelques mécanismes des plis jurassiens. *Verhandl. Koninkliijk nederland. mijnbouwkund. Genootsch. Gedenkboek H. A. Brouwer* 16 : 414-419, 2 fig.

— (1961). Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé). *Bull. Geol. Inst. University Uppsala* 40 : 169-182, 2 fig.

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie 8, 267—314 (1962)

Étude pétrographique de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Suisse occidentale)

Par

Bernard Kübler

Avec 15 Figures dans le texte

(Manuscrit reçu le 17. Février 1962)

Table des matières

Page

I. Einleitung 267
II. Geologische Einführung 268
III. Les méthodes d'analyse pétrographique 269
IV. Pétrographie des craies 271
1. Nomenclature 271
2. Calcimétrie 272
3. Eau de carrière, densités, porosités 273
a) Eau de carrière p. 273. — b) Densité absolues (craies tortoniennes et récentes) p. 273. — c) La porosité et son évolution: diagénèse et contraintes tectoniques p. 274. — d) Structures intraformationelles et teneur en eau p. 274.
4. Matière organique, répartition, origine et relations avec les trois couches limniques: épi-, méta- et hypolimnium 276
5. Nature des carbonates 278
a) Aragonite p. 278. — b) Calcites magnésiennes p. 279. — c) Dolomite p. 282.
6. Strontium 283
a) Répartition stratigraphique p. 283. — b) Répartition pétrographique p. 284. c) Discussion p. 284. — d) Origine de la célestine p. 287.
V. Pétrographie des résidus insolubles et des intercalations marneuses 291
1. Importance quantitative 291
2. Granulométrie 291
3. Fractions sableuses 293
a) Le quartz p. 293. — b) Les feldspaths p. 293. — c) Les micas p. 294. — d) Les chlorites p. 294. — e) Les minéraux lourds p. 294. — f) Les opaques p. 295. g) Authigénie et héritage p. 295. — h) Conclusions p. 296.
VI. Les argiles 298
a) Illites p. 298. — b) Couches mixtes p. 298. — c) Montmorillonites p. 298. — d) Chlorites p. 300. — e) Attapulgite p. 300.
VII. Origine des minéraux 302
a) Minéraux légers de la fraction sableuse à l'exception des carbonates p. 302. b) Minéraux lourds p. 302. — c) Argiles p. 302. α) Les illites p. 302. — β) La chlorite p. 303. — γ) La kaolinite p. 303. — δ) La montmorillonite p. 303. — ε) L'attapulgite p. 304.
Conclusions 305
Zusammenfassung 306
Bibliographie 311

I. Einleitung

Die Untersuchungen über die Oehninger-Schichten von Le Locle (West-Schweiz) werden in zwei Teilen erscheinen.

Im ersten Teil sind die stratigraphischen und tektonischen Untersuchungen zusammengefaßt, im zweiten nur die petrographischen.

Diese petrographischen Untersuchungen wurden hauptsächlich 1955—1957 unter der Leitung Prof. Dr. C. W. Correns im sedimentpetrographischen Institut der Universität Göttingen durchgeführt.

In der vorliegenden Arbeit werden also mehrere Profile dieser 200 m dicken Torton-Ablagerung untersucht, die ausschließlich aus Süßwasserkreiden und -schichten besteht.

Der Habitus der Karbonate, ihre verschiedenen Arten, die Verteilung und das Vorkommen der Leichtminerale, besonders jedoch der Tonminerale, werden studiert.

Die Verteilung des Strontiums in Tertiär- und Jura-Kalken und -Mergeln wie in post-glazialen und rezenten Seeböden der Umgebung von Neuchâtel (West-Schweiz) wird besonders berücksichtigt. Die Bildungsbedingungen der Karbonate, sowohl wie der Ursprung der nicht karbonatischen Bestandteile, werden in bezug auf paläogeographische und -klimatologische Hinsicht diskutiert.

II. Geologische Einführung

Die Mulde von Le Locle (Westschweizerischer Jura) ist von Jura- und Kreidekalken und Mergeln umrandet (s. Fig. 1). Sie wurde vor der Hauptfaltungsphase des Juras mit Miozän-Ablagerungen gefüllt. In dieser damaligen Senke begann der Tertiärcyclus mit den Transgressionsgeröllen des marinen Burdigals (oder vielleicht Unter-Helvetien) und endete mit den Oehninger-Süßwasserkreiden, die hier eine Dicke von fast 200 m erreichen.

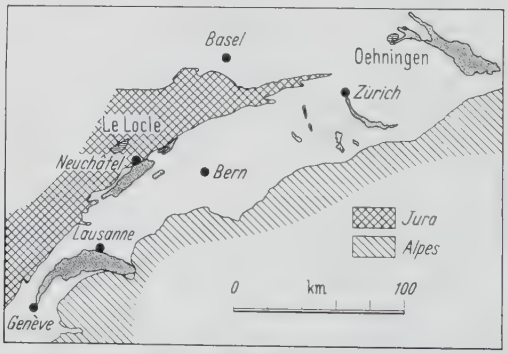


Fig. 1. Situation du synclinal Tertiaire du Locle en fonction des Alpes, du Plateau molassique et du Jura

Diese Schichten waren im letzten Jahrhundert sehr bekannt: zuerst wegen ihrer Braunkohlenflöze die LEOPOLD V. BUCH 1800—1802 im Auftrag der Neuen-, burger Regierung untersuchte, und zweitens wegen ihrer berühmten Flora, die mehr als 140 Arten aufweist und die HEER und JACCARD (1859) als eine Tropenflora erkannten. Damit wurden die Schichten von Le Locle mit den Oehninger-Schichten von Oehningen verglichen und den beiden Vorkommen das gleiche Altergegeben:

Oehninger-Schichten = Torton = Obere Süßwassermolasse (= OSM).

Die Aufschlüsse von Le Locle lieferten noch dazu eine reiche Wirbeltierfauna (AGASSIZ 1837, NICOLET 1844) und zahllose Schalen von Süßwasser- und terrestrischen Gastropoden.

Die Hauptphase der Jurafaltung (Post-Torton) hat die Tertiär-Senke in die heutige Mulde umgewandelt. Bei der Umkippung der Flanken haben sich sogar

Schuppen gebildet. Dadurch wurde die Feinstratigraphie komplizierter. Man kann das Oehningien so unterteilen:

limnisch	Ober-Oehningien . .	Braunkohle, Verkieselungen, weiche Kreide
	Mittel-Oehningien .	Weiße und blaue sehr feinkörnige Kreide, mikrorhythmische Kreide in mächtigen Bänken, Mergel und gepreßter Torf
	Unter-Oehningien. .	Heterogene Mergel und Kalkschlamm. Mächtige und sterile Kreide- und teilweise Kalkbänke
brackisch	Übergangsschichten	Sandige und helle Mergel
marin	Ober-Helvetien = „Marne Rouge"	Rote aber auch weiß- und grüngefleckte Mergel
	Unter-Helvetien . .	Mergelige grüne Sande, grüne Sandsteine (Ostrea crassissima)
	Burdigalien	Transgressionsgerölle und Sande

Dieselbe Miozän-Sedimentreihe findet man in den Tertiärmulden von Les Verrières, Rochejean und Ponts-de-Martel. In der Le Locle-Mulde zeigen die Süßwasserschichten die größte Mächtigkeit und wurden auch am besten aufgeschlossen.

Probenahme

In der Oehningerstufe von Le Locle wurden fünf Profile aufgenommen:

La Combe Girard . .	Bohrung	Mitte der Mulde
La Maladière . . .	Hauptstollen	NW-Abhang
La Maladière . . .	Nebenstollen	in Richtung OW
Les Rondes	Hauptschacht	Mitte der Mulde
La Jaluse	Neue Straße	Mitte der Mulde
La Combe du Stand	Aufschluß	NW-Abhang

Weitere Proben stammen aus kleineren Aufschlüssen. Um den Ursprung der Leicht- und Tonminerale sicher zu erkennen, wurden sechs Proben aus den unterliegenden Tertiärschichten und aus der Jura- und Kreide-Unterlage (vom Oxford bis zum Hauterivien) genommen.

Als Vergleichsmaterial wurden Handstücke von dem fossilen postglazialen Val de Travers-See und von postglazialen bis rezenten Sedimenten des Neuenburger Sees genommen.

III. Les méthodes d'analyse pétrographique

Les carbonates ont été dosés par le calcimètre Bernard, mais surtout selon la méthode de Correns (1937, p. 34) en remplaçant dans le montage de Biltz et Biltz (1947, p. 62) le groupe dissolution par la première partie de l'appareil de Gangl (Fresenius 1934, p. 92).

La porosité, la densité vraie et apparente ont été déterminées par la balance hydrostatique, les pycnomètres et les prismes taillés. Pour la discussion de ces méthodes on consultera v. Engelhardt (1960).

En granulométrie, on a appliqué la méthode des pipettes D'ANDREASEN (1928) et celle D'ATTERBERG (cf. GESSNER 1936). Les limites des tailles sont celles de CORRENS (1939). Pour accélérer la dispersion des sédiments meubles récents, on a utilisé les ultra-sons (MILLOT 1949). Des contrôles au microscope électronique ont montré le faible effet destructeur de ces ondes sur les illites comme LUDWIG (1958) l'adéjà constaté sur des kaolinites.

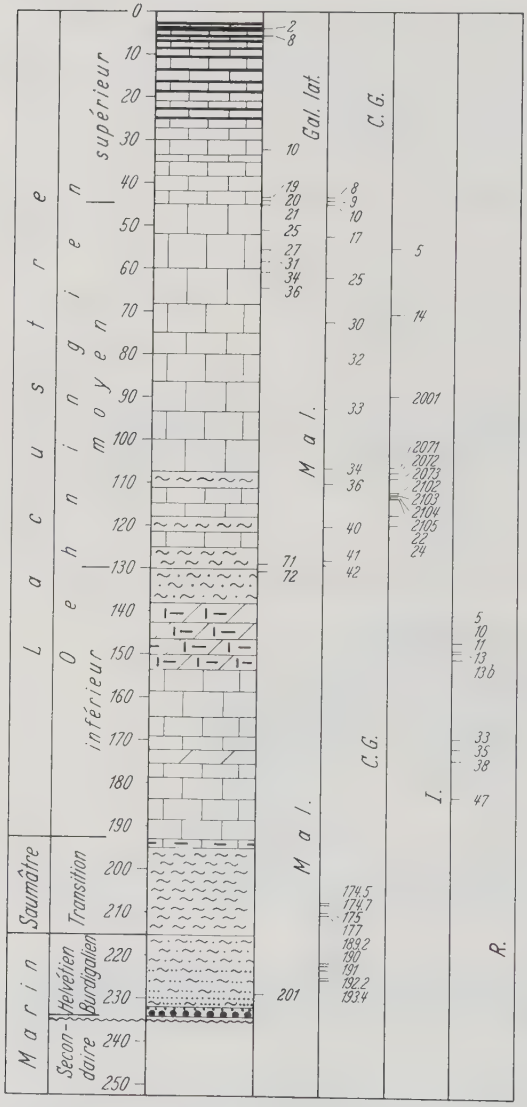


Fig. 2. Coupe schématique du Tertiaire du Locle. Situation des échantillons des principaux profils: Sondage de la Combe-Girard: *C. G.*; Galerie latérale de la Maladière: *Gal. lat.*; Galerie principale de la Maladière: *M*; Nouvelle route de la Jaluse: *I*; Puits des Rondes: *R*. Pour les autres affleurements, cf. Fig. 3

Pour l'examen des poudres par le microscope normal ou le contraste de phase, on a utilisé de l'orthonitrotoluène et des solutions préparées à partir d'alphamonobromnaphthaline et de butylcarbitol. Au microscope électronique, les frottis par transparence, avec ou sans ombrage Au-Pd, ont donné les meilleurs résultats. Toutes les photos ont été prises par le Dr. SCHLOTE du «Botanisches Institut» de Göttingen.

L'examen radiographique des argiles a été pratiqué sur des préparations orientées avec le goniomètre PHILIPS et la chambre de GUINIER d'après v. WOLFF (1954). L'aragonite en présence de calcite a été dosée d'après la méthode de CHAVE (1954 a, p. 268) améliorée par LOWENSTAM (1954, p. 288). En analyse thermique différentielle, on a utilisé un appareil décrit et monté par LIPPMANN (1953). Le Strontium a été dosé par spectrographie du spectre fluorescent sur la base de deux courbes d'étalonnage. La première comportant du Brome comme standard interne, est moins précise que la seconde établie par WEDEPHOL (1961) avec du Molybdène. Pour la théorie et les détails de cette méthode on se reportera à WEDEPOHL (1959 et 1961).

IV. Pétrographie des craies

1. Nomenclature

Sur les 190 m de sédiments que le lac Oehningien a déposés, 165 sont crayeux. C'est dire l'importance des carbonates. Mais leur assemblage sous forme de roches crée des difficultés de terminologie.

La nomenclature des roches carbonatées dépend en premier chef de leur teneur en carbonate, puis de la nature des autres minéraux et enfin de leur compacité. Seul le respect de ces trois critères permet de donner un nom valable à un sédiment carbonaté. Nous appellerons calcaire un sédiment carbonaté consolidé dans lequel les carbonates occupent la première place.

Fig. 3. Plan de situation des principaux affleurements: *1* Galerie latérale de la Maladière: *Gal. lat.*; *2* Galerie principale de la Maladière: *M*; *3* Sondage de la Combe-Girard: *C. G.*; *4* Route de la Jaluse: *I*; *5* Combe du Stand: *H*; *6* Puits des Rondes: *R*; *7* Fouille de la Fabrique Métalem: *Met.*; *8* Gare du Locle, couches à feuilles; *9* Route Henri Perret; *10* (points noirs à droite, en bas) Combe-Girard, affleurement de surface

Dans une marne les argiles sont plus abondantes que les calcaires et enfin dans une argile les carbonates occupent le même rang que d'autres minéraux comme le quartz par exemple. Remarquons que dans cette série le degré de compacité diminue généralement avec la diminution des carbonates. Pour nous, une craie n'est pas forcément un sédiment dont la teneur en carbonates dépasse 80 % (Stangenberg ds. Portner 1951, p. 9), mais un sédiment, riche en carbonates, *pulvérulent, traçant*. A teneur égale, seule la compacité distinguera une craie d'un calcaire ou d'un marbre. La nomenclature dans ce cas dépend du degré de compacité; mais il manque un terme pour le représentant tout à fait meuble de cette série. Nous avons choisi celui de boue, pour la concordance granulométrique généralement observée et parce que dans la définition du terme vase les complexes organo-humiques jouent un trop grand rôle. Suivant la nature du carbonate, cette boue peut être calcaire ou dolomitique. Si l'on ne possède pas d'analyse, il est très difficile sur le terrain comme d'ailleurs avec des sédiments actuels d'établir la distinction entre boue, calcaire et marne.

Remarquons pour terminer cette rapide mise au point que la nature des carbonates, celle des autres minéraux, de même que leur texture, s'expriment par l'adjectif qui accompagne le nom principal du sédiment (calcaire dolomitique,

calcaire argileux, marneux, organogène, siliceux, ou calcaire saccharoïde, oolithique, etc.).

Jamais les bancs du Locle n'atteignent la dureté des assises du Malm jurassien par exemple. Même les «grands bancs de calcaire dur» de JACCARD (1869, p. 94), qui sont devenus chez SCHARDT «calcaires en gros bancs» (1903, p. 263) et chez FAVRE «grands bancs de calcaire dur» (1937, p. 20 et 21) sont en fait des craies lacustres. Ces 3 auteurs les appellent calcaire parce qu'ils sont mieux consolidés que les bancs des complexes supérieurs. Les couches de l'Oehningien inf. peuvent il est vrai, présenter parfois des plages qui sans être silicifiées atteignent la dureté d'un calcaire. Mais si l'on considère le banc dans son ensemble, les caractères crayeux dominent, à l'exception de la couche R 13 (puits des Rondes) dont le faciès est semblable à celui du Malm.

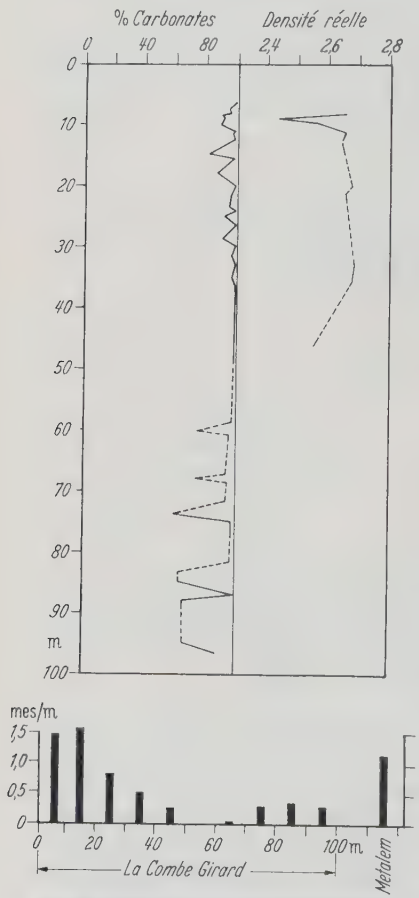


Fig. 4. Exemple de courbe calcimétrique: Sondage de la Combe Girard. En parallèle quelques densités réelles mesurées. En bas: densité des mesures par mètre, schéma obligatoire pour une analyse séquentielle

2. Calcimétrie

On peut dire qu'au Locle la monotonie naît de la grande richesse des détails. Leur variation indique avec quelle sensibilité les sédiments lacustres réagissent aux petits changements de faciès. Ces changements se répercutent du reste sur les courbes calcimétriques (cf. Fig. 4).

A la Combe-Girard où l'échantillonnage est assez lâche (cf. Fig. 4 densité des mesures par mètres), la courbe calcimétrique donne une idée des variations en grand. Pour la fouille Métalem où la densité des mesures est plus grande (cf. Fig. 5) les variations sont plus sensibles. Elles sont tout à fait comparables à celle d'un lac actuel (cf. Fig. 6, La Motte, Lac de Neuchâtel). Les craies varvées, assez nombreuses au Locle (cf. KÜBLER 1962), donneraient pour chaque paire de microstrates un maximum et un minimum dans la courbe, pour autant que la microstratification soit due, comme au Locle, à la surcharge rythmée de matières organiques.

Pour la corrélation des couches entre les divers affleurements, les courbes calcimétriques, quoique nécessaires, restent insuffisantes.

Il ne nous est pas possible d'établir une moyenne véritable de la teneur en carbonates de l'ensemble de l'Oehningien. Les 49 premiers mètres du sondage de la Combe-Girard (base de l'Oehningien sup.-sommet de l'Oehningien moyen) accusent une teneur moyenne de 95% de carbonates (31 déterminations). Les 12 mètres de Métalem (contact Och. moyen — Och. sup.) ont en moyenne 98%. Ce sont les couches les plus riches du Locle. Les grands bancs de l'Oeh. inf.,

quoique entièrement crayeux, ont des résidus plus riches en argiles. La fréquence des intercalations charbonneuses abaisse la moyenne globale de l'Oeh. sup. Enfin le complexe marneux-charbonneux de l'Oeh. moyen n'accuse plus que 79% de carbonates (moyenne très approchée: 12 déterminations pour 47 m).

Si les carbonates dominent au Locle, ils sont immédiatement suivis par l'eau de carrière.

3. Eau de carrière, densités, porosités

a) Eau de carrière. Les déterminations pratiquées sur des échantillons frais nous ont convaincu de la saturation totale des pores par la solution interstitielle, qu'on appelle couramment eau de carrière. Celle-ci représente

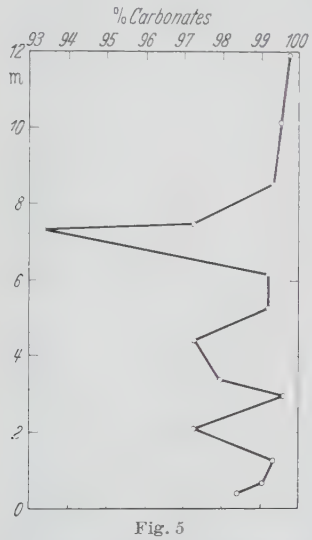


Fig. 5

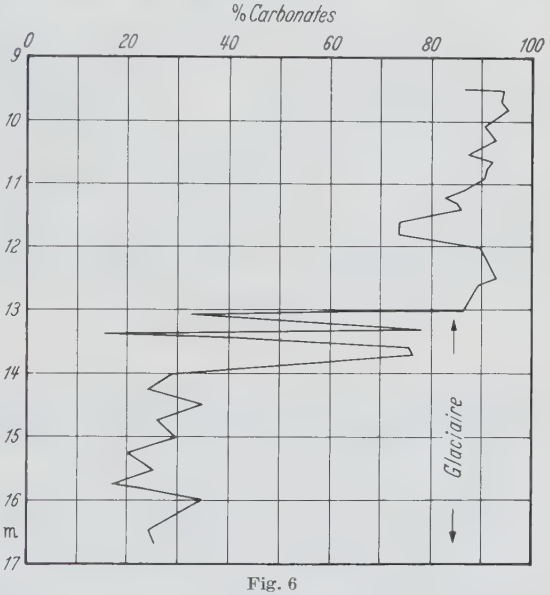


Fig. 6

Fig. 5. Détail d'une courbe calcimétrique: Métalem, passage de l'Oehningien moyen à l'Oehn. sup. La variation en petit est comparable à celle des sédiments lacustres récents, cf. Fig. 6

Fig. 6. Courbe calcimétrique de craies récentes: Lac de Neuchâtel, Sondage de la Motte. (La profondeur en mètres est comptée depuis la surface de l'eau)

en moyenne le 18,5 poids-% (58 déterminations) de la roche à la galerie de la Maladière. Mais en surface il n'est pas toujours possible de dégager des échantillons saturés à 100%. En effet sur 10 échantillons, 4 étaient saturés à 100%, 2 entre 75 et 100, 3 entre 25 et 50, et 1 au-dessous de 25%. Cette dessiccation est une conséquence de la liberté de circulation de l'eau entre les pores. Le taux de saturation de 42 échantillons du sondage de la Combe-Girard était inférieur à 25%, les carottes étant restées plusieurs années à l'air libre avant leur étude. Comme on peut par immersion, parfaire en tout temps cette saturation, il est préférable de comparer les porosités plutôt que les teneurs brutes en eau de carrière. Il est alors nécessaire de contrôler les valeurs de la porosité par celle de la densité réelle.

b) Densités absolues (craies tortoniennes et récentes). La moyenne des densités absolues (28 déterminations sur des craies oehningiennes de toute provenance) est de 2,65 (3). La valeur la plus faible: 2,42 (9) provient d'une craie grise à forte pigmentation charbonneuse, la plus forte: 2,71 (9), d'une craie entièrement silicifiée. Aucune de nos déterminations ne porte sur des marnes ou

intercalations charbonneuses. La moyenne ci-dessus ne caractérise donc que des craies. Si l'on admet que la calcite oscille autour de 2,7, on se rend compte du faible rôle joué par les corps moins denses. 11 déterminations de densité réelle des sédiments actuels du lac de Neuchâtel (craies, craies marneuses, craies sableuses) ont donné une moyenne de 2,59(0) (méthode des pycnomètres et CCl_4). On voit que les argiles et les sables n'abaissent pas beaucoup la moyenne et au lac de Neuchâtel les valeurs les plus basses ont été enregistrées pour des sédiments où les détritus organiques jouaient un grand rôle. Pour l'ensemble des sédiments du Locle, à la lumière des faits ci-dessus, il nous apparaît raisonnable d'adopter une densité réelle moyenne de 2,6.

c) La porosité et son évolution: diagénèse et contraintes tectoniques. Les 27 déterminations directes de porosité sur des craies de la Combe-Girard, de la fouille Métalem et d'autres affleurements de la partie centrale du synclinal, ont donné une moyenne de 41,3% (chiffre cité par WEGMANN 1955, p. 279). Cela veut dire qu'en moyenne l'eau occupe le 41,3% du volume total de la craie. Si l'on admet une densité réelle moyenne de 2,6, la porosité moyenne calculée de 58 couches de la galerie de la Maladière (flanc N du synclinal) arrive à 37,5%. Les flancs du synclinal sont, au contraire de la partie centrale, intensément plissés. On voit donc que les efforts tectoniques ont eu pour conséquence d'abaisser de près de 4% la porosité de couches de même âge. La porosité serait ici une mesure de l'intensité de la déformation. Ceci n'est vrai que dans ce cas bien précis. La diminution de la porosité dépend en général de bien d'autres facteurs. Les craies lacustres du Lac de Neuchâtel ont une porosité moyenne de 68,8% (20 déterminations). Celle du lac post-glaciaire du Val-de-Travers, où la sédimentation crayeuse a pris fin en — 4000 avant J. C. (MATTHEY sous-presse), n'accusent plus que 55 à 65%. ZÜLLIG (1956) a démontré que la couche tout à fait supérieure des vases du lac de Zürich (craies à sapropel) contenaient 90% d'eau. Cette quantité diminue rapidement dans le premier mètre pour se stabiliser autour de 70%. Dans ce cas le sédiment chasse son eau par son propre poids. Mais pour expliquer la perte en eau de craies âgées de quelque 12 millions d'années, comme au Locle, il faut faire intervenir des phénomènes tels que ceux décrits par WEGMANN (1958, p. 7). Les causes de ceux-ci sont multiples: surcharge, déséquilibre, tremblement de terre, efforts tectoniques, mais elles ont toutes le même effet: tassement, départ d'eau et cicatrisation.

d) Structures intraformationelles et teneur en eau. L'étude de l'eau de carrière et de la porosité a permis de préciser l'évolution des craies. Elle est indispensable à la compréhension des structures fines, si fréquentes au Locle et qui ne s'expliquent en définitive que comme des figures de déformation d'un corps particulièrement riche en eau (cf. WEGMANN l. c., p. 7 et 8). L'analyse de ces figures est délicate. Nous avons eu la chance d'observer plusieurs cas qui répondent au schéma proposé par WEGMANN (l. c.). En général ni la dureté, ni la compacité ne distinguent la brèche des craies environnantes. Seule la couleur en souligne les contours. On distingue parfois un plancher mobile qu'une surcharge a rendu thixotrope. La texture fluidale contraste alors avec l'aspect cassé de la couche immédiatement supérieure où de gros blocs en voie de dislocation baignent dans une bouillie d'éléments plus fins. Des raies fines qui traversent obliquement de part en part l'échantillon proviennent d'une cicatrisation postérieure au glis-

sement. La «bouillie» à forte viscosité peut entrainer d'une façon différentielle les bancs sous-jacents. Elle les rompt et s'injecte dans les fissures ainsi créées. L'analyse des mouvements devient aléatoire lorsque les bancs bréchoïdes augmentent trop de puissance. Il est possible qu'il ne s'agisse plus alors de glissements banc à banc, mais de véritables glissements subaquatiques (cf. Heim 1908). Par l'examen du toit et du mur on pourrait préciser l'origine de ces bancs. Cela n'est pas toujours possible, car il faudrait polir parfois des surfaces entières d'affleurements. Cependant le remplissage rythmé de rides à structure géopétale par des brèches ne peut s'expliquer que par des éboulements subaquatiques. Par ailleurs de nombreux bancs à texture de brèches syngénétiques se retrouvent d'un affleurement à l'autre. Seuls des éboulements subaquatiques ayant intéressé une bonne partie du bassin peuvent expliquer cette extension.

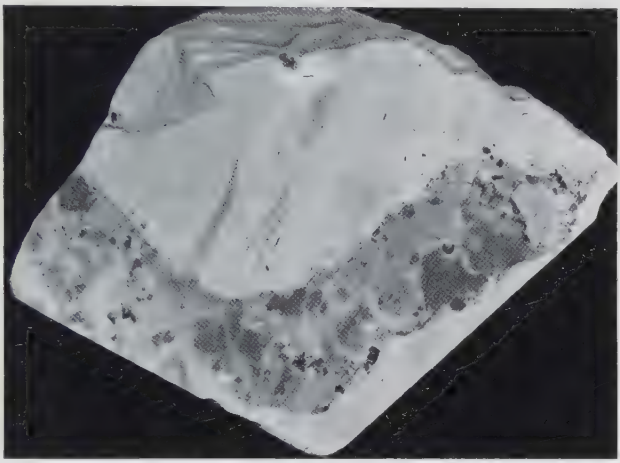


Fig. 7. Remplissage d'une fente de dessication, section oblique. (Fouille Métalem, gross.: 0.49)

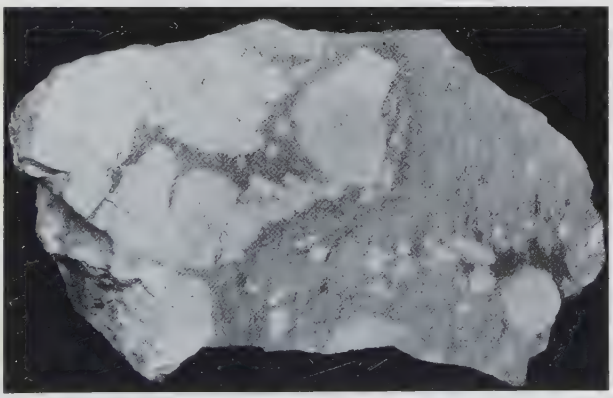


Fig. 8. Remplissage d'une fissure de dessication indiquant une viscosité élevée du «bouillon» de remplissage et un stade intermédiaire de la fracturation des épontes. (Sondage de la Combe-Girard, gross.: 0.7)

Des fissures de tassement ou peut-être d'origine orogénique déjà, ont disloqué les bancs, se sont ouvertes et ont été remplies par des brèches.

Nous n'avons observé qu'un seul exemple de fentes de dessication (galerie de la Maladière) à structure polygonale nette. Des brèches les ont aussi remplies (cf. Fig. 7). C'est à de tels remplissages que nous avons rattaché la Fig. 8 (sondage de la Combe-Girard).

Les brèches de glissement subaquatique sont les plus fréquentes. Des débris de végétaux et des coquilles concassées les accompagnent. Elles sont souvent fétides à la cassure. Les bancs brunâtres qui interrompent la sédimentation crayeuse claire montrent, dans la majorité des cas, des textures de glissements subaquatiques. De tels glissements se signalent souvent dans les lacs actuels. Heim (l. c.) en a observé un exemple de très près dans le lac de Zoug.

Les brèches intraformationnelles du Locle peuvent donc avoir 4 origines différentes: glissements subaquatiques, remplissages de fissures tectoniques, de fentes de dessiccation et glissement banc à banc. Il faut supposer que la roche avait déjà atteint sous l'eau un certain degré de consolidation, sinon on ne distinguerait plus les galets.

4. Matière organique: répartition, origine et relations avec les trois couches limniques: épi-, méta- et hypolimnium

Sa présence constante est un autre caractère typique des sédiments oehningiens du Locle.

Dans les craies les plus blanches et les plus pures, elle apparaît sous forme de pigmentation noire à répartition nébuleuse. Parfois elle souligne légèrement les galets des conglomérats intraformationnels qui ne sont, du reste et dans ce cas, visibles que par elle. Nous avons pu colorer à l'Institut de botanique de Neuchâtel, la cellulose et la lignine de quelques-uns des pigments les plus grossiers. Ils avaient attiré l'attention au microscope par leur biréfringence de forme (Formdoppelbrechung: cf. FREUND, Bd. V, Teil 1, 1952). La présence de la lignine atteste l'origine allochtone de ces débris que les courants et les vagues se sont chargés de triturer. Les fameuses couches à feuilles de la gare du Locle qui ont eu un tel retentissement au siècle passé, ne sont-elles pas la meilleure preuve de l'allochtonie d'une partie de la matière organique ?

Dans les craies claires cependant, la plus grande partie des pigments est d'origine planctonique. Les organismes phytoplanctoniques, qui ne possèdent pas de carapace siliceuse comme les diatomées, ont tous été oxydés et ont disparu sans laisser de trace. Il ne subsiste que les carapaces chitineuses du zooplancton. Ce fait est connu au Locle depuis fort longtemps. JACCARD calculait en 1859 déjà (p. 20) «200000... carapaces par pouce cube de calcaire...» (env. 12200 par cc.). Dans les craies grises, la pigmentation devient plus abondante, mais le nombre des débris à cellulose et à lignine augmente aussi. L'apport allochtone livre parfois des débris classés qui, pris dans le sédiment, lui confèrent un toucher gréseux. Nous avons appelé ces couches: «grès organiques». Ils ne sont jamais fétides à la cassure et le gris franc du sédiment indique que l'oxydation était assez intense pour ne laisser subsister que les fibres particulièrement résistantes. Les coquilles prises dans ces couches viennent confirmer ce fait par l'éclat de leur blancheur. Sans les résultats de longues analyses quantitatives, il est inutile de fixer la part de l'auto- et de l'allochtonie. Remarquons simplement qu'ici l'allochtonie joue un plus grand rôle que dans les craies claires.

Des débris de roseaux et de bois flottés reposent souvent sur les strates des craies beiges (Métalem). Quoique claires ces craies sont souvent fétides à la cassure. La matière organique s'y trouve sous forme de pigmentation et d'imprégnation diffuse. Les pigments se concentrent souvent, par strates régulières ou irrégulières, en forme de chromolitage. Celui-ci n'a aucune influence sur la compacité des bancs même lorsqu'il est bien marqué. L'apport allochtone est accidentel et épisodique. L'odeur fétide indique que l'oxydation des matières phytoplanctoniques n'est pas achevée. Cette odeur est si caractéristique que les couches qui la dégagent ont reçu le nom de craies bitumineuses. Cependant nos essais d'extraction par la méthode au sulfure de carbone (méthode de

Rebstein 1928) qui permet pourtant de doser des quantités inférieures au %, se sont soldés par un échec. La fluorescence de solutions de tétrachlorure de carbone a révélé des teneurs comprises entre 10^{-2} et 10^{-4}% (cf. méthode inédite de Schumann). Par rapport à la matière organique totale, ces teneurs sont dérisoires. Les bitumes de ces couches sont en fait des pyrobitumes (cf. Berthelot 1943).

A la Maladière, lors du percement de la galerie principale, certains tronçons baignaient dans une odeur fétide. Ils se situaient au voisinage des grands bancs beige brunâtre à la surface desquels, immédiatement après le fonçage, des bulles de gaz apparaissaient. Nous avons retrouvé ces couches tant au sondage de la Combe-Girard qu'à la Jaluse et au cimetière des Jeannerets. Elles sont assez fréquentes dans l'Oehningien moyen, mais manquent totalement dans l'Oehningien supérieur, pourtant beaucoup plus riche en matières organiques. Nous en concluons que la sédimentation des couches beige brunâtre s'est effectuée dans un milieu à «défaut d'oxygène». Dans un lac on ne trouve de telles conditions que dans l'hypolimnium. L'existence de celui-ci exige, quelles qu'aient été l'étendue, la profondeur, le renouvellement ou l'agitation des eaux du bassin, une certaine puissance de la couche d'eau sus-jacente. Nous voyons d'autre part dans la couleur brunâtre des tests de gastropodes une autre manifestation de ce défaut d'oxygène qui s'est poursuivi depuis l'enfouissement.

Des horizons plus foncés traversent souvent ces bancs. Les débris de coquilles sont plus fréquents et l'odeur fétide plus prononcée. Au polissage, les galets typiques des conglomérats intraformationnels apparaissent. Les coquilles très cassées semblent indiquer qu'il s'agit d'éboulements subaquatiques enfouissant dans un milieu réducteur des matières organiques qui sinon eussent été oxydées dans leur «patrie». On voit qu'il est difficile, dans ces cas-là, de faire la part de l'auto-et de l'allochtonie. Du point de vue de la classification, toutes ces craies «bitumineuses» appartiennent aux Kalksapropel de Potonié (1910, p. 53).

Si la matière organique augmente encore, il ne peut plus se former de craies mais des intercalations, des marnes charbonneuses, des tourbes, des lignites ou des charbons feuilletés. En français, on utilise le terme de lignite dans l'acception plus générale du Braunkohle allemand (cf. Potonié l. c., p. 101). Par manque d'analyses, il ne nous est pas possible de faire la part des «Lignit» (senso-stricto) dans les intercalations charbonneuses du Locle. En première approximation, il faut distinguer 2 catégories d'intercalations: celles dont le faciès tourbeux et la puissance peut atteindre le mètre sans interruptions crayeuses et celles qui ont le faciès charbonneux et que des récurrences crayeuses interrompent fréquemment. Les premières se rencontrent surtout dans l'Oehningien moyen, les secondes dans l'Oehningien supérieur. Celles-ci sont connues depuis fort longtemps et ont fait l'objet de demandes de concession au 18ème siècle déjà (cf. Jaccard 1864). Jaccard (1859) a déjà très bien décrit leur mode de formation. Nous n'y reviendrons que pour quelques précisions. Ces charbons feuilletés sont des formations de surface, situées en tout cas dans l'épilimnium. Les eaux qui les recouvraient étaient très bien oxygénées. Les rapides récurrences crayeuses, très poreuses ne les mettaient pas à l'abri de l'oxydation. Le lac oehningien avait atteint là un stade pleistotrophe dont on connaît dans l'époque post-glaciaire de très nombreux exemples comme le Faulensee si bien étudié par Welten (1944) ou le Loclat/Neuchâtel (Matthey 1958).

5. Nature des carbonates

a) Aragonite. Si la calcite est le constituant essentiel des craies lacustres oehningiennes, il n'est pas rare qu'elle soit accompagnée d'aragonite, de dolomite ou de calcites magnésiennes.

Au Locle, la présence de l'aragonite est obligatoirement liée aux faciès organogènes: les 8 échantillons à aragonite sur les 78 examinés aux rayons X, proviennent de couches où les traces de vie sont indubitables. Les plus fortes proportions d'aragonite se trouvent dans les charbons feuilletés de l'Oehningien supérieur.

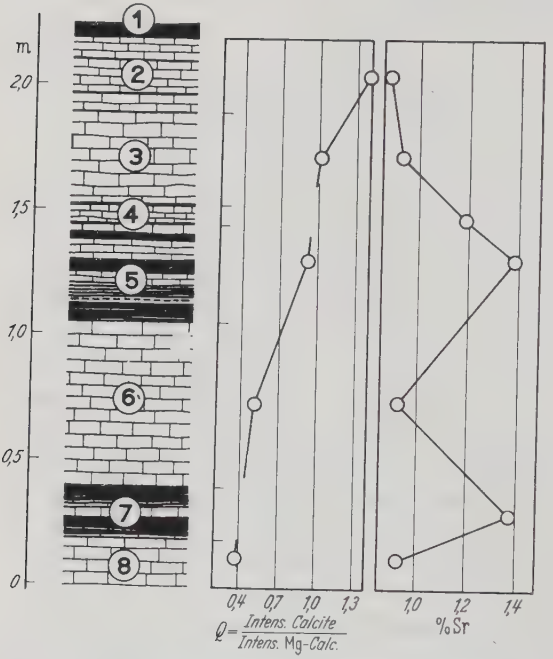


Fig. 9. Calcites magnésiennes et charbons feuilletés. A gauche: profil stratigraphique avec No. des échantillons. Au centre: quotient de l'intensité du réflexe 104 de la calcite et des calcites magnésiennes, de bas en haut, la calcite augmente. A droite: teneurs en Strontium. (Galerie latérale de la Maladière, Oehningien tout à fait supérieur)

Dans les intercalations charbonneuses elles-mêmes, l'aragonite est le seul carbonate présent. Macroscopiquement, on ne distingue dans ces charbons que quelques coquilles de petites gastropodes. Il semblerait donc que l'on devrait conférer à l'aragonite une origine animale. Cependant, on connaît depuis longtemps des algues génératrices d'aragonite, principalement dans les milieux marins tropicaux (cf. LOWENSTAM 1952, p. 318). Nous n'excluons donc pas une participation végétale à la création des aragonites du Locle; la concordance des climats serait favorable quoique le milieu soit incontestablement d'eau douce.

Dans les récurrences crayeuses des charbons feuilletés, l'aragonite entre encore dans une proportion de 20 à 35%. Le résidu insoluble de ces craies est essentiellement organique. On y distinque parfois des filaments d'algues en paquet. Le facteur organique, là aussi, a très certainement contrôlé la sédimentation. Mais il est encore plus difficile dans ces récurrences crayeuses de faire la part du règne végétal et du règne animal. Le caractère organogène des charbons feuilletés nous semble assez manifeste pour qu'il ne soit pas nécessaire de faire intervenir un remplissage de cavités tel que l'a décrit MOORE (1956) dans les calcaires de l'Ouest des Etats-Unis.

Dans toutes les autres couches oehningiennes, nous n'avons retrouvé que trois autres horizons à aragonites. Dans ces trois cas, elle ne joue qu'un rôle accessoire (plus faible que 10%). Le premier horizon est une craie brun rosâtre, située immédiatement avant le contact des grès verts helvétiens de la galerie de la Maladière. En raison de l'intensité du plissement sa position stratigraphique est sujette à caution. Les 2 autres horizons se trouvent dans l'Oehningien moyen de la Combe-Girard, respectivement à 20 et 77 m du sommet du sondage. Le caractère organogène de ces deux horizons est moins manifeste que dans les charbons feuilletés. Cependant là aussi la matière organique forme la majorité des résidus insolubles.

L'apparition de l'aragonite dans l'Oehningien supérieur du Locle est liée à un ensemble de faits parmi lesquels l'enrichissement en Magnésium et en Strontium sont les plus frappants.

b) Calcites magnésiennes. Le $MgCO_3$ sous forme de dolomite n'est pas rare dans l'Oehningien inférieur ou les dépôts postoehningiens (cf. plus loin). Mais dans les dépôts organogènes il se loge sous forme de solution solide de substitution dans la maille de la calcite et donne naissance à des calcites magnésiennes. Nous avons décrit (KÜBLER 1958), en détail, les techniques d'identification de ces calcites et leur application à un cas précis (échantillon 3 Sh., affleurement Shell cf. Fig. 3).

Dans la galerie latérale de la Maladière, nous avons retrouvé ces calcites magnésiennes et la Fig. 9 donne leurs conditions générales d'affleurement. A la Fig. 10 nous avons représenté les enregistrements X des niveaux de la galerie, à l'exception de celui de 4 Gal. lat. que nous avons détaché de cette série pour le comparer, dans la Fig. 11 aux enregistrements de 3 Sh. d'une part, d'une calcite et d'une dolomite normales d'autre part.

Les teneurs en Mg^{++} des calcites de la galerie sont assez constantes et restent toujours inférieures à 27%. Seul 7b a des teneurs plus fortes. Cependant la décolation irrégulière du réflexe principal 104 (maille hexagonale) qui ne permet de distinguer aucun maximum, indique la précarité du dosage. Il faut admettre pour cet horizon un mélange de calcites magnésiennes très mal cristallisées et dans lesquelles le $MgCO_3$ entre dans des proportions de 8 à 36 mole%. Par comparaison avec 7b les calcites des autres horizons sont relativement bien cristallisées (cf. Fig. 10).

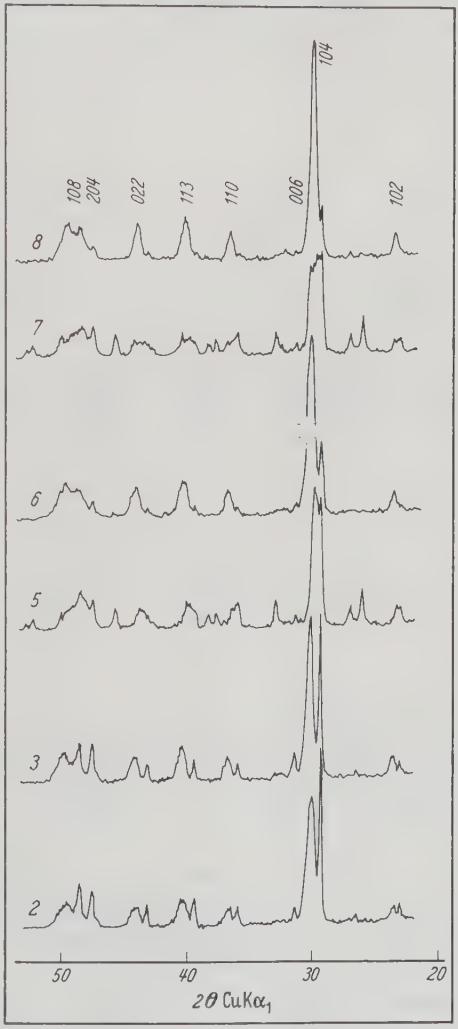


Fig. 10. Enregistrement «X» des calcites magnésiennes, on notera le mauvais état de cristallisation des calcites magnésiennes et l'augmentation du No. 8 au No. 2 de la calcite normale

Dans l'échantillon 3 Sh. (cf. Fig. 11), nous avions mis en évidence l'existence de 2 calcites magnésiennes l'une riche en Mg (40 mole % $MgCO_3$), l'autre pauvre (20%). La première est pour le moment un cas unique au Locle. Il est remarquable de constater que dès que la teneur est trop forte on a ou bien une très mauvaise cristallisation (cf. 7b. Gal. lat.) ou bien la création de 2 calcites magnésiennes (cf. 3 Sh.). Entre 20 et 40% les calcites semblent de ce fait particulièrement instables, 7b serait une illustration de l'instabilité, 3 Sh. un exemple de réadaptation, et l'écart entre les 2 calcites de 3 Sh., le domaine d'instabilité.

S'il est déjà difficile d'apprécier la teneur du Mg qui est entré dans la calcite, il est encore plus délicat d'estimer la proportion des différents carbonates dans le sédiment. Le problème de dosage ici rappelle celui de la montmorillonite et des autres argiles. Les états de cristallisation sont si divers qu'il est plus sage de se contenter d'appréciations. La différence de cristallisation entre la calcite et les calcites magnésiennes apparaît très nettement dans la Fig. 12 où nous avons

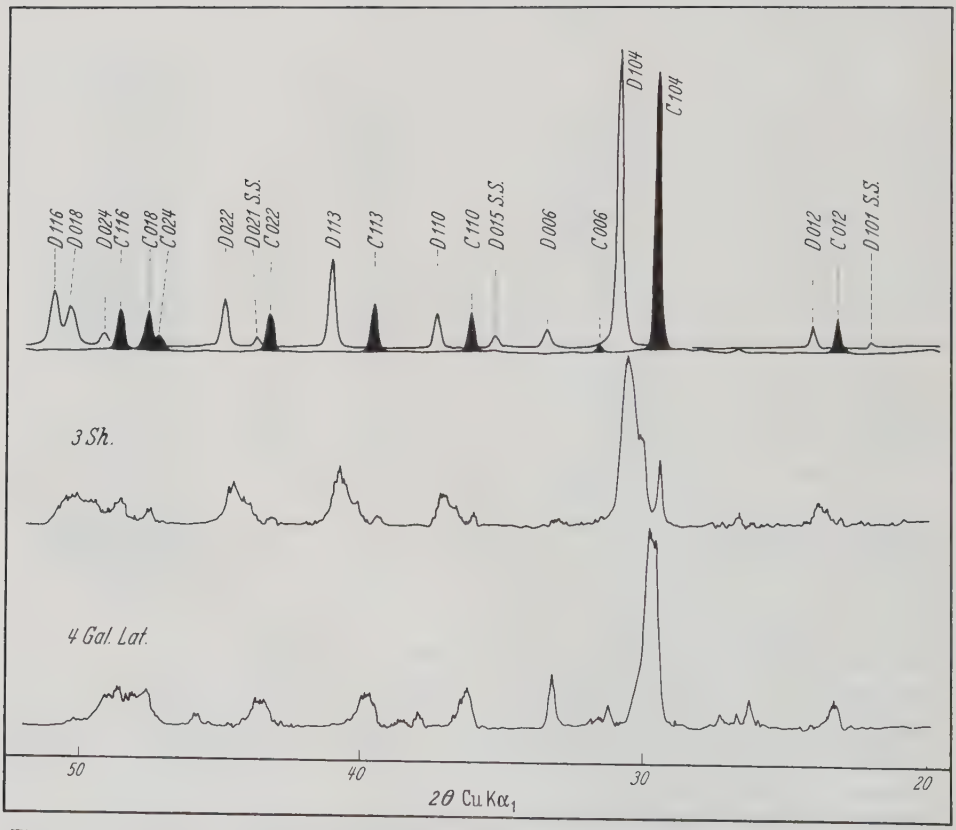


Fig. 11. Synoptic montrant la position des réflexes d'une calcite normale (*C*), d'une dolomite normale (*D*) dont les indices sont calculés d'après la maille hexagonale. A titre de comparaison, les 2 calcites magnésiennes de 3 Sh., et les calcites mal cristallisées de 4 *Gal. lat.*

reporté en abscisse la surface et en ordonnée la hauteur des réflexes 104. On voit que les calcites et les calcites magnésiennes se groupent sur deux courbes bien différentes. Alors que celle des calcites accuse une forte pente, celle des calcites magnésiennes est faible. Dans cette figure la pente est d'autant plus forte que le minéral est mieux cristallisé. Il est remarquable de constater que les calcites magnésiennes restent groupées. Seul l'échantillon 7 b s'écarte des autres. Nous avons souligné plus haut sa mauvaise cristallisation. Tout se passe comme si la répartition anarchique des Mg^{++} dans la maille de la calcite obéissait tout de même à un certain ordre. On ne trouve en effet aucun point intermédiaire entre ceux des calcites et dolomites normales et ceux des calcites magnésiennes (cf. Fig. 12). Il semblerait donc que dès que du Mg^{++} prend la place du Ca^{++} on obtienne une

qualité de désordre assez constante. Nous avons en tout cas constaté ce phénomène pour des calcites contenant de 8 à 25 mole% $MgCO_3$ d'une part et 40% d'autre part. Il ne fait pas de doute que du désordre dépend l'instabilité du minéral.

Les sédiments de l'affleurement Shell et ceux de la galerie latérale sont des dépôts où les facteurs organogènes dominent. Les résidus insolubles sont en majorité organiques. Sur les enregistrements X nous n'avons pu déceler avec certitude que du quartz.

Les nombreuses intercalations charbonneuses indiquent un faciès de surface. On constate, dans les 2 affleurements, la présence obligatoire de calcite normale mais jamais de dolomite. Aucun minéral n'a une origine allochtone. L'aragonite comme nous l'avons vu plus haut ne se manifeste qu'au voisinage ou dans les charbons feuilletés. Elle semble d'autre part se concentrer par horizons (cf. KÜBLER 1958). Ces affleurements se distinguent par leur forte teneur en strontium (10 fois plus forte que la moyenne, cf. Tableau 5). Si du bas en haut de la galerie latérale les calcites normales augmentent aux dépens des calcites magnésiennes (cf. Fig. 9 quotients I calc/I Mg-calc), il ne nous a pas été possible de constater une variation parallèle du Strontium (cf. Fig. 9). Cet élément est plus directement lié aux variations de concentration de l'aragonite (cf. p. 285).

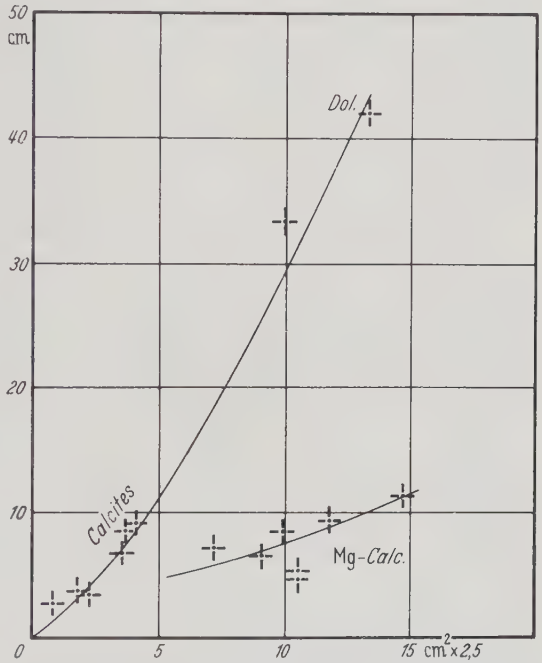


Fig. 12. Indice d'aigu: Surfaces des réflexes en fonction de leur hauteur absolue. Toutes les calcites magnésiennes ont une grosse surface de réflexes pour une faible hauteur, ce qui correspond à une très mauvaise cristallisation

Nous avions émis l'hypothèse que la calcite normale provenait en partie de la recristallisation de l'aragonite et des calcites magnésiennes; cette hypothèse est à abandonner. Elle explique difficilement l'augmentation progressive de la calcite normale du bas en haut de la galerie. Cette augmentation n'est pas à attribuer à une recristallisation dont l'intensité progresserait du bas en haut de l'affleurement, mais à des changements des conditions de dépôt, c'est à dire à un retour progressif de la sédimentation à calcite. Ce retour peut avoir plusieurs causes: diminution de la sédimentation organique, appauvrissement ionique des eaux ou refroidissement général. La première cause est à éliminer, des charbons feuilletés forment en effet le toit de l'affleurement. L'appauvrissement ionique peut être la conséquence d'un renouvellement plus rapide des eaux du lac, c'est à dire d'une circulation accélérée, du tarissement de la source des ions, d'un appauvrissement ipso-facto par «livraison» des ions au sédiment tant par voie

organique qu'inorganique. Comme la formation de la calcite se poursuit et même augmente on ne retiendra pas l'appauvrissement ipso-facto. Il nous est par contre impossible de départager l'influence de l'accélération de la circulation ou du tarissement de la source ionique.

La découverte des calcites magnésiennes du Locle, qui se sont formées dans un milieu incontestablement d'eau douce était un fait nouveau. En effet à l'époque de nos recherches on n'en avait encore jamais citées que dans des milieux saumâtres ou marins (cf. CHAVE 1952, 1954a et b). Depuis, ALDERMAN et SKINER (1957) (dans GRAF 1960a, p. 8) ont trouvé des calcites magnésiennes de précipitation dans des lacs éphémères d'Australie. Ce fait nouveau confirme encore ce que nous pensions alors, il existe une parfaite concordance des climats entre les calcites du Locle et celles décrites par les auteurs susmentionnés.

Un refroidissement vers la fin de l'époque oehningienne a pu bloquer la formation de telles calcites.

c) Dolomite. Le magnésium des calcites magnésiennes était sous forme de solution avant d'entrer dans la maille de la calcite. Il en est tout autrement de celui des dolomites auxquelles nous conférons une origine détritique. Le seul magnésium qui soit entré en solution est celui que la dissolution partielle des dolomites a libéré. Il provient d'elles, il ne les a pas créées. Les photos au microscope électronique du limon dolomitique M.V. B. montrent des figures caractéristiques de corrosion. Toutes les arêtes des rhomboèdres ont été attaquées. Nous avons choisi cet exemple qui appartient du reste à une formation post-oehningienne, parce que seuls les limons se mettent en suspension sans traitement préalable.

En général dans l'Oehningien la dolomite est plus fréquente que l'aragonite. Elle apparaît dans 14 échantillons sur 86. Elle est absente des diagrammes X de la partie supérieure de l'Oehningien moyen et de la partie inf. de l'Oehningien supérieur. Nous ne l'avons pas reconnue dans les charbons feuilletés de l'Oehningien supérieur. Elle est par contre très bien représentée dans l'Oehningien inférieur (cf. Tableau 5). Elle forme la totalité des carbonates de l'échantillon R. 47. Mais c'est là une exception.

La source de ces dolomites détritiques ne pose pas de problème. On connaît depuis longtemps des niveaux dolomitiques dans les étages jurassiques. Quoique dans le Tortonien du plateau molassique de Suisse orientale, on ait reconnu un certain enrichissement en dolomite (cf. en particulier FÜCHTBAUER 1955), les couches jurassiques sont assez riches pour suffire à l'approvisionnement du bassin loclois ainsi que l'ont montré nos déterminations (cf. Tableau 5).

On peut parfois utiliser le rapport dolomite/calcite pour fixer la limite entre la sédimentation détritique et la sédimentation authigène. C'est en particulier le cas de la Motte (Lac de Neuchâtel) où les diagrammes X révèlent l'absence de dolomite dans les craies authigènes et sa présence dans les sédiments glaciaires sous-jacents. Dans ce cas les dolomites détritiques ont été emmenées par les glaciers.

Mais la forme d'île immergée de la Motte la met à l'abri des contaminations de rivage. On ne peut donc établir une limite de faciès en général d'après le seul critère de la proportion en dolomite. Sur les rives actuelles du lac de Genève, par exemple. JOUKOWSKY et BUFFLE (1938) signalent la présence dans les craies

authigènes de 1 à 2% de dolomites détritiques. Ces teneurs sont d'ailleurs si faibles qu'elles ne se trahiraient pas sur les diagrammes X. On comprendra donc qu'il serait trop audacieux de supposer une sédimentation uniquement détritique pour l'Oehningien inférieur.

6. *Strontium*

a) Répartition stratigraphique. Nous avons effleuré plus haut le problème du Strontium dans l'Oehningien supérieur. Examinons maintenant sa répartition dans l'ensemble du bassin du Locle.

On voit, d'après ce tableau, que l'Oehningien est au moins quatre fois plus riche que les calcaires en moyenne (cf. Graf l. c.) et qu'au Locle aucun autre étage depuis l'Oxfordien jusqu'à l'Helvétien n'atteint cette richesse. Cependant, la répartition de cet ion est soumis à de fortes variations à l'intérieur même de l'étage. Celles-ci correspondent grosso-modo aux subdivisions stratigraphiques que nous avons établies d'après d'autres critères.

Dans l'Oehningien inf. (cf. Tableau 2) la concordance entre les teneurs moyennes du puits des Rondes et l'affleurement de la Combe-du Stand peut être jugée satisfaisante, si l'on songe que l'on compare en effet des craies et des marnes. Cette concordance se poursuit dans la galerie principale de la Maladière où les 2 dernières couches, placées en

Tableau 1

	Nombre d'analyses	Sr ppm
Oehningien	81	2100
Couches de transition et Helvétien . .	14	870
Substratum Crétacé-Jurassique . . .	14	160
Craie post-glaciaire, Val-de-Travers .	2	150
Craie post-glaciaire, Lac de Neuchâtel	3	475
Sédiment glaciaire, Lac de Neuchâtel	3	350
Calcaires[1]	150	610
«Average» shale[1] (moyenne)	69	300
Sédiments calcaires bathyaux[1] . . .	—	2075
Moyenne dans les roches carbonatées[2]	—	475 ± 50

[1] Valeurs tirées de Turekian et Kulp (1956, p. 245).
[2] Graf (1960c).

Tableau 2

Affleurements	Nombre d'analyses	Sr. moyenne ppm	Sédiment	Posit. stratigr.
		A. Oehningien superieur		
Gal. lat.	3	5100	charbon	haut
Gal. lat.	7	10800	craie	haut
sh	1	2200	charbon	haut
Mét.	3	660	craie	bas
C G	1	540	craie	bas
Mal.	2	980	craie	bas
Total	17	5170		
		B. Oehningien moyen		
I	1	740	craie	haut
I	13	460	marnes	milieu et bas
C G	9	1540	craies	haut et milieu
C G	3	1800	marnes	bas
Mal.	13	880	craies	milieu
Total	39	960		
		C. Oehningien inférieur		
Mal.	4	360	marnes	haut
R	9	2490	craies	milieu
H	10	1495	marnes	milieu
Total	23	1690		
		D. Couche de transition et Helvétien		
C G	6	2170	marnes	transition
C G	1	1500	craie	transition
C G	6	880	marne	marne rouge
M.V.R.	1	155	marne	marne rouge
G. H.	1	75	grès	Helvétien
Total	15	1330		
Total	*14*	*870*	horizon concrétionnaire exclu	

écaille avant les grès et marnes verts de l'Helvétien accusent une teneur moyenne de 1650 ppm. Remarquons que cette partie du sous-étage se distingue par une présence relativement forte de matières organiques mais surtout de dolomites (cf. p. 282).

Le sommet de l'Oehningien inférieur est marqué par un fléchissement des teneurs (5 fois plus faibles qu'à la base). La sédimentation là est détritique. Au sondage de la Combe-Girard on note même un conglomérat.

A la base de l'Oehningien moyen, les teneurs des marnes de la Jaluse sont presque trois fois plus faibles que celles des marnes de la Combe-Girard (cf. Tableau 2) quoique dans l'un et l'autre cas l'abondance des sédiments organiques soit comparable et qu'il s'agisse d'argile de même nature (montmorillonite principalement).

Tableau 3. *Teneurs en strontium classées d'après la nature du sédiment*

Sédiment	Nombre d'analyses	Sr ppm
A. Oehningien		
1. Charbons . . .	4	4400
2. Marnes	31	930
3. Craies	46	2650
B. Couches de transition et Helvétien		
1. Marnes[1]	12	880
2. Grés.	1	75
3. Grès marneux .	1	360
4. Craie	1	1500
C. Substratum Crétacé-Jurassique		
1. Marnes	6	150
2. Marno-calcaires .	3	100
3. Calcaires . . .	5	216

[1] à l'exclusion de l'horizon concrétionnaire 174.5 CG.

La partie moyenne du sous-étage est de nouveau plus riche à la Combe-Girard qu'à la Jaluse ou à la Maladière. Au sommet la concordance règne entre ces trois affleurements de même qu'à la base de l'Oehningien supérieur où on note cependant un certain enrichissement à la galerie de la Maladière.

De tout l'Oehningien et de toutes les couches sous-jacentes, le sommet de l'Oehningien supérieur atteste les plus fortes teneurs: 0.93% ou 93 100 ppm.

En résumé, on peut dire que la quantité de Strontium passe par un haut dans l'Oehningien inférieur: 1690 ppm (23 dét.) puis diminue dans l'Oehningien moyen; 960 ppm (39 dét.) pour atteindre un maximum dans l'Oehningien supérieur: 5150 ppm (17 dét.).

b) Répartition pétrographique. La nature du sédiment joue un grand rôle dans la répartition du strontium (Tableau 3).

On voit dans ce tableau que les marnes de tous les horizons sont plus pauvres que les craies, ce qui confirme les moyennes de Turekian (cf. Tableau 1). De tous les sédiments, ce sont les sables et les grès qui sont les plus pauvres. Ce qui est la conséquence de la présence du quartz (TUREKIAN et al. l. c.). On en tire une première conclusion que les sédiments sont d'autant plus riches que la sédimentation est moins détritique. Les argiles pures ne peuvent par elles-mêmes absorber que peu de strontium: attapulgite (Attapulgus) au maximum 0,015% montmorillonite (Upton, Wyoming) 0,1% (A.P.I. Research Project 49). Si on constate de plus fortes teneurs, on peut être assuré que le strontium en surplus s'est logé dans la fraction carbonatée.

c) Discussion. D'après son rayon ionique le carbonate de strontium cristallise selon le type de l'aragonite (CORRENS 1949, p. 51). Dans les craies de l'Oehningien supérieur, le strontium peut se concentrer dans la strontianite, la célestine ou entrer sous forme de solution solide dans la maille de l'aragonite ou de la calcite.

Si tout le Sr de l'échantillon 4 Gal. lat. cristallisait sous forme de strontianite, celle-ci représenterait grosso-modo le 2‰ de l'échantillon total. Cette teneur reste en dessous du pouvoir de détection du goniomètre ou de la chambre «Guinier». On distingue, par contre, nettement les interférences de la célestine sur les films «Guinier» de la fraction comprise entre 20 et 60 mus de 174.5 C G. où le minéral représente le 3‰ de la fraction. — Ces interférences n'apparaissent ni dans les enregistrements de 4 Gal. lat. total, ni dans ceux de son résidu insoluble. Si le Sr entre sous forme de solution solide dans la maille de l'aragonite et si le déplacement consécutif des réflexes est linéaire, le Δd 111 serait pour 4 Gal. lat. de 0.03 Å et correspondrait à une déviation angulaire de 0.027° de 2 θ. Ceci reste en dessous des limites d'erreur des instruments. Si au contraire tout le Sr entre dans la maille de la calcite, d'après Goldsmith et al. (1955, Table 1, p. 218) 1,99 mole ‰ $SrCO_3$ aurait le même effet mais en sens contraire que 0,71 mole ‰ $MgCO_3$ sur le déplacement de 104. Ce Δd reste aussi dans les limites de l'erreur possible des instruments.

A la galerie latérale (cf. Tableau 5) les trois échantillons les plus riches (4, 5, 7b Gal. lat.) contiennent obligatoirement de l'aragonite. Il en est de même pour 17 et 36 CG et pour 199 Mal. Noll (1934, p. 573) a déjà remarqué le parallélisme strontium-aragonite. D'après Correns (l. c., p. 51) en raison de son diamètre le Sr se logera de préférence dans la maille de l'aragonite dont la formation selon Zeller et Wray (1956) est favorisée par la présence de Sr^{++}, Ba^{++} et Pb^{++}, opinion du reste controversée (cf. Graf 1960c, p. 34).

Cependant on constate dans l'Oehningien que la richesse en Sr est aussi liée à la présence de la dolomite. Ce fait ressort clairement au puits des Rondes où nous n'avons jamais trouvé d'aragonite et où le seul échantillon qui ne contient pas de dolomite est celui qui affiche la teneur la plus basse. Les mêmes constatations s'imposent pour 40 et 42 CG. Alors que ce dernier contient globalement 2300 ppm, la fraction plus fine que 2 mus de son résidu n'en a plus que 10.

On peut enfin remarquer, dans les charbons feuilletés de l'Oehningien supérieur, l'influence du «facteur vital» (Turekian et Kulp 1956, p. 284).

Tableau 4

	Carbonate %	Sr ppm
Charbon feuilleté pur	—	340
7a Gal. lat.	10	8500
7c Gal. lat.	3	6600
Charbon feuilleté à rapides récurrences	n. d.	2200

D'après ce tableau, le charbon feuilleté pur qui appartient à un complexe charbonneux de plusieurs décimètres de puissance est le plus pauvre en Sr. Robinson et al. (cité dans Scharrer 1944) fixent des teneurs entre 10^{-2} et 10^{-3}% dans la matière sèche des plantes, concentrations qui atteignent 10^{-1} à 10^{-2}% dans les sols. La teneur du charbon feuilleté pur est donc normale. Dès que les minces intercalations carbonatées, représentées uniquement par de l'aragonite (cf. Tableau 5) se manifestent les teneurs montent très fortement. Dans ce cas l'enrichissement peut provenir d'une action animale : l'aragonite macroscopiquement visible est formée en majeure partie de coquilles. En ce qui concerne le Sr, les relations entre les calcaires et les fossiles sont très complexes (Kulp, Turekian et Boyd 1952). Elles sont encore compliquées, dans notre cas, non seulement par l'intervention de la matière organique végétale mais encore par la forte présence de $MgCO_3$.

Si nous avons pu fixer un parallélisme entre le strontium et l'aragonite, il nous est impossible dans l'Oehningien supérieur de faire la part de l'un ou l'autre facteur puisque $MgCO_3$, aragonite et matières organiques jouent tous les trois un rôle important. Remarquons que peut-être la convergence de ces trois facteurs a créé les conditions nécessaires à la formation d'une calcite magnésienne si riche en $MgCO_3$ (KÜBLER 1958).

Quoiqu'il en soit, si le Mg et le Sr avaient été rares dans la phase liquide, on ne les retrouverait pas en telle abondance dans le sédiment. Toute la faunule des charbons feuilletés est d'eau douce ou terrestre (FAVRE et al. 1937). Dans les eaux potables municipales des bassins calcaires des Etats-Unis, ALEXANDER et consorts (1954) ont trouvé 0,6 ppm de Sr/litre. Ils admettent toutefois avec ODUM (1951) que le quotient Sr/Ca augmente dans les lacs du fait de la précipitation plus aisée du $CaCO_3$. TIMMERMANN (1936) a établi que la solubilité du $SrCO_3$ était fortement augmentée par la réserve alcaline de l'eau de mer. Alors que dans l'eau pure le $SrCO_3$ se dissout plus difficilement que le $CaCO_3$, dans une solution chargée ioniquement, c'est le contraire. CORRENS (l. c., p. 230) est d'avis que le carbonate de Mg est aussi plus soluble que le $CaCO_3$ dans l'eau de mer. Il n'existe malheureusement pas de courbes de solubilité pour des équilibres ioniques correspondant à ceux des lacs. Toutefois l'enrichissement en Sr noté par ALEXANDER dans les lacs nous permet une extrapolation raisonnée des faciès marins aux faciès lacustres. Dans l'ordre normal le $CaCO_3$ précipitera le premier, suivi par le $MgCO_3$ et le $SrCO_3$.

Il régnait au Locle un climat comparable à celui des Canaries (HEER 1872 et JACCARD 1859), donc presque sub-tropical. L'évaporation était active. D'autre part l'invasion des craies par les charbons feuilletés bien oxydés atteste la proximité du contact air-eau, c'est à dire la faible épaisseur de la couche d'eau sus-jacente, donc un rapport surface/volume plus favorable à l'évaporation. Pour qu'il y ait concentration dans un lac, il suffit que le volume d'eau évaporée dépasse légèrement celui des précipitations et que le débit des émissaires soit légèrement inférieur à celui des affluents. Ces conditions sont très facilement réalisées dans les climats chauds un peu secs.

Par la flore, BERGER (1957) rattache Le Locle à sa province de «Ligurie-Italie moyenne». Il régnait, d'après lui, un climat relativement sec mais notablement plus chaud que celui de l'Italie centrale (p. 90). Une végétation de savanes et de steppes entourait les points d'eau où croissaient des palmiers et des forêts du type sub-tropical humide. Au Locle, il semble que les formes sèches l'aient emporté sur les formes humides.

D'après cette image paléo-climatique, rien ne nous empêche d'expliquer l'abondance épisodique du strontium et du magnésium dans les craies comme une conséquence de la concentration par évaporation de ces ions dans la phase liquide (cf. GRAF 1960c, p. 37). Lorsque la circulation des eaux dans le Lac Oehningien était vigoureuse il se déposait un sédiment crayeux à majorité de calcite comme dans le Lac de Neuchâtel p. ex. Dès que par suite d'une diminution de la pluviosité, la circulation se ralentissait, la réserve calcique s'amenuisait par précipitation, la concentration en ions Mg^{++} et Sr^{++} augmentait et pour terminer ils aboutissaient en plus grand nombre dans le sédiment. Ces conditions ont existé dans l'Oehningien inférieur, une partie de l'Oehningien moyen, mais surtout à la fin présumée de l'existence du lac, c'est à dire dans l'Oehningien tout à fait supérieur.

d) Origine de la célestine. A l'intérieur du sédiment le Sr jouit d'une certaine mobilité (Collot 1905). Les solutions interstitielles des craies sont saturées de bicarbonates. Cette saturation confère certainement une mobilité plus grande au Sr^{++} qu'au Ca^{++}. Le Sr dissout est alors emporté par les eaux de circulation interne. On admet généralement que la célestine des roches sédimentaires s'est formée à partir de celles-ci.

La célestine n'est pas très rare dans le Jura. Lacroix (1910) en signale dans le Lias et l'Oxfordien du Jura français, Henz (1943) dans les «Impressa-Tonen, les Macrocephalus-, Humphriesi- et Parkinsonischichten» du Jura argovien et schaffhousois. Tous les auteurs s'accordent à trouver une relation entre la présence des célestines et des ammonites. Les gisements se situent habituellement dans des calcaires marneux. Les sulfures s'oxydent en sulfates qui précipitent le strontium dans les chambres à air des céphalopodes par exemple (Hintze, Bd. 1, Abt. 3, Hälfte 2, 1930).

Au Locle, l'horizon à célestine, 174,5 CG, appartient aux couches de transition entre l'Helvétien et l'Oehningien. Il s'agit d'une marne sableuse dans laquelle apparaissent des concrétions de pyrite (plus grosses) et de célestine (plus petites). Celles de célestine, centroradiées, sont formées de nombreux cristaux de faible taille. Le Sr représente le 0.79% de l'échantillon total et se répartit comme suit:

Fraction en μ	Sr % de l'échantillon total
> 200	0,27
60—200	0,33
< 60	0,13
Total	0,73

(différence à l'an.globale 0,04).

La précision des analyses n'est pas suffisante pour affirmer que les 0,04% de différence ont passé en solution, lors de l'agitation de la marne.

Tableau 5. *Teneurs en Strontium*

Calcite, dolomite et aragonite sont comptées en % de la fraction carbonatée; Mg-calc: indique en % la quantité de $MgCO_3$ entrée dans la maille de la calcite; Résidus: nature du résidu insoluble. Le Strontium est dosé par spectrometrie X à partir d'une courbe d'étalonnage au KBr (20% env.) et d'une courbe au MoO_3 (15% env.); +: la fréquence appréciée du minéral croît avec le nombre de croix; n.d.: non déterminé; —: absent; p: présent. M.V.R.: Marne Rouge, la Combe-Girard; G.H.: Grès vert helvétien, Mont-Pugin; Sh: affleurement Shell (cf. Fig. 3).

A. Galerie latérale de la Maladière = Gal. lat.
Oehningien supérieur

Echant. Nr.	Calcite	Dolomite	Mg-calc. %	Aragonite %	Quartz	Résidus	Sr. %
2 gal. lat.	P	—	24	—	+	charbon.	0,88
3	P	—	26,5	—	+	chrabon.	0,93
4	P	—	11,0—4,5	20	+	chrabon.	1,18
5	P	—	15,5	25	—	chrabon.	1,38
6	P	—	27,0	—	—	chrabon.	0,93
7a	—	—	—	100	+	chrabon.	0,85
7b	P	—	8,0—36,0	35	—	charbon.	1,37
7c	—	—	—	100	—	charbon.	0,66
8	P	—	23,5	—	—	chrabon.	0,93
3 Sh	P	—	20 et 40	P	+	chrabon.	0,98

Tableau 5 (continuation)

B. Galerie principale de la Maladière = M

	Echant. Nr.	Calcite %	Dolomite	Aragonite %	Quartz %	Résidus	Sr. ppm
Oehningien sup.	10 M	100	—	—	+	n. d.	1100
	19	100	—	—	—	n. d.	860
	20	100	—	—	—	n. d.	720
	21	100	—	—	—	n. d.	590
	25	100	—	—	+	Mont. Illite	1030
Oehningien moyen	27	100	—	—	+ +	n. d.	1300
	31	100	—	—	—	n. d.	1200
	34	100	+	—	+ +	n. d.	1000
	36	100	—	—	+	n. d.	1050
	37	100	—	—	+	n. d.	910
	39	100	—	—	—	n. d.	900
	52	100	—	—	—	n. d.	730
	55	100	—	—	—	n. d.	630
	56	100	—	—	—	n. d.	670
	57	100	—	—	—	n. d.	670
Oehningien inf.	71	100	—	—	—	n. d.	380
	71	100	—	—	+ +	Mont.	290
	72	100	—	—	+	Mont.	570
	72	100	—	—	+ +	Mont.	210
Helvétien	199	< 90	—	< 10	+	Charb.	1700
	200	100	—	—	—	n. d.	1600
	201	45	—	—	55	Mont. Chlo. Illite	360

C. Sondage de la Combe-Girard = CG

	Echant. Nr.	Calcite %	Dolomite %	Aragonite %	Quartz	Résidus	Sr. %
Oehningien sup.	8CG	100	—	—	+	n. d.	540
	9	100	—	—	—	n. d.	620
	10	100	—	—	+	n. d.	750
	17	< 90	—	> 10	+	charb.	1150
Oehningien moyen	25	100	—	—	—	n. d.	900
	30	100	+	—	—	n. d.	1850
	32	< 90	> 10	—	+ +	n. d.	1400
	33	100	—	—	+	n. d.	1100
	34	100	—	—	+	n. d.	1500
	36	< 90	—	> 10	—	Mont.	4600
	40	100	+	—	+ +	Mont.	1100
	41	100	—	—	+	Mont.	2000
	42	60	40	—	+	Attapul.	2300
Helvétien	174,5	marne	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	7900
	174,7	craie	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	1500
	175	marne	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	1200
	177	marne	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	1000
	178	marne	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	1000
	189,2	marne	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	840
	190	marne	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	1090
	191	marne verte	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	1050
	191	marne rouge	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	810
	192,2	marne verte	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	770
	192,2	marne rouge	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	910
	193—4	marne verte	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	1050
	193—4	marne rouge	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	680
	M. V. R.	marne	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	155
	G. H.	grès	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	75

La présence simultanée de pyrite fait penser à des processus d'oxydo-réduction. On connaît du gypse dans l'infra-oehningien (communication orale du prof. WEGMANN). Au pied interne du Jura, les sources qui proviennent de la molasse

(Tableau 5 (continuation)

D. Route de la Jaluse = I

Oehningien moyen

Echant. Nr.	Calcite %	Dolomite %	Aragonite %	Quartz %	Résidus	Sr. ppm
5 I	—	—	—	++	Ill.	255
14	100	—	—	+	n. d.	740
15	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	n. d.
2001	—	n. d.	n. d.	+	n. d.	140
2071	100	n. d.	n. d.	+	Mont. Ill. Kaol.	1120
2072	100	n. d.	n. d.	+	n. d.	1000
2073	100	n. d.	n. d.	+	Mont. Ill. Kaol.	1240
2102	—	n. d.	n. d.	> 90	n. d.	140
2103a	—	n. d.	n. d.	> 90	Mont. Kaol. Ill.	321
2103b	100	n. d.	n. d.	+++	Mont. Kaol. Ill.	265
2103c	100	n. d.	n. d.	++++	Mont. Kaol. Ill.	292
2104	100	n. d.	n. d.	+++	Mont. Ill. Kaol.	262
2105	100	n. d.	n. d.	+++	n. d.	254
22	+	n. d.	n. d.	++++	Mont. Ill.	305
23	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	n. d.
24	100	n. d.	n. d.	++	Mont. Kaol. Ill.	335
25 clair	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill.	n. d.
25 sombre	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	Mont. Ill. Kaol.	n. d.

E. Combe du stand, rive gauche = H

Oehningien moyen ou inférieur

Echant. Nr.	Calcite %	Dolomite	Aragonite	Quartz %	Résidus	Sr. ppm
1 H	100	—	—	+	n. d.	2200
2	100	—	—	+	Mont.	2400
3	40	—	—	50	Mont.	900
4	100	—	—	+	Mont.	1650
5	100	—	—	+	Mont.	2700
6	+	—	—	+	Mont.	385
6′	++	—	—	+	Mont.	837
7	100	—	—	—	Mont.	295
8 clair	100	—	—	++	Mont.	2060
8 foncé	100	—	—	—	Mont.	1530

F. Puits des rondes = R

Oehningien inférieur

Echant. Nr.	Calcite %	Dolomite %	Aragonite	Quartz	Résidus	Sr. ppm
5 R	30	70	—	+	n. d.	1550
10	20	80	—	++	Mixed-l	3350
11	16	84	—	+	n. d.	7600
13	100	—	—	+	Illite	540
13b	< 90	> 10	—	++	Attapulg.	2540
33	< 90	> 10	—	+	Mont.	1550
35	< 90	> 10	—	+	Ill.	2300
38	100	+	—	++	n. d.	1550
47	+	100	—	++	Ill.	1450

sont assez sulfatées (Burger 1959, p. 262). Il y a donc présomption que des eaux séléniteuses aient circulé dans le bassin du Locle. Burger (id) signale aux Ponts-de-Martel (synclinal jurassien interne) une source assez curieuse où coexistent 69 mg/l de sulfates et 9,8 mg/l d'hydrogène sulfuré libre. La circulation interne de telles eaux pourrait expliquer les concrétions de pyrite et de célestine. Dans le Bassin de Paris les bancs à célestine de l'Oligocène (Lacroix l. c.) se

Tableau 5 (continuation)

G. Divers affleurements isolés

Contact Oehningien moyen — Oehningien supérieur

Echant. Nr.	Calcite %	Dolomite %	Aragonite	Quartz %	Résidus	Sr. ppm
			A. Fouille Métalem = Met			
1 Met.	100	—	—	+	n. d.	600
2	100	—	—	—	n. d.	720
3	100	—	—	—	n. d.	660
			B. Gare du Locle			
Couches à feuilles	100	—	—	+	n. d.	800
			C. Garage Guinand			
Marne brune	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	1040
			E. Charbon silicifié			
	—	—	—	100	charbon et quartz	
			D. Nouvelle route Henri Perret, Post-oehningien			
MVJ	100	—	—	++	Ill.	20
MBJ	+	100	—	+	Ill.	220

H. Craies diverses

Lac post-glaciaire. Val de Travers

Echant. Nr.	Calcite %	Dolomite	Aragonite	Quartz	Résidus	Sr. ppm
Craie blanche	100	—	—	+	Ill.	150
			La Motte Lac de Neuchâtel = Mo			
11.50 Mo	100	—	—	+	Ill.	450
13.30	100	—	—	+	Ill.	475
13.37	++	+	—	++++	n. d.	315
15.80	+++	++	—	++++	n. d.	355
17	+++	+	—	++++	n. d.	380
Craie sableuse Bl.	100	—	—	++++	n. d.	86

J. Substratum secondaire

Etage	Nature de la roche	Calcite %	Dolomite %	Aragonite	Quartz	Résidus	Sr. ppm
Hauterivien sup.	calcaire	100	—	—	+	Ill. w. bis 50%. Kaol.	180
Hauterivien inf.	marnes	100	—	—	+	Mont. w. bis 10%. Ill.	170
Valanginien . . .	calcaire	100	—	—	+	Ill.	110
Purbeckien . . .	marno-calcaire	30	70	—	+	Ill. Ill. 30—50%	94
Purbeckien . . .	marnes	90	10	—	+	Mont. Ill.	100
Portlandien . .	dolomie	30	70	—	+	Ill. w. bis 20%	80
Portlandien . .	marno-calcaire	100	—	—	+	Ill. + Ill. bis 30%	105
Kimméridgien .	calcaire	80	20	—	+	Il. + Ill. w. bis 10%	113
Kimméridgien . .	marno calcaire	10	90	—	+	Ill. + Ill. w. bis 30%. Kaol.	93
Séquanien . . .	calcaire	100	—	—	+	Ill. + Ill. w. bis 40%. Kaol.	600
Argovien	marno-calcaire	100	—	—	+	Ill. + Ill. w. 20—30%. Kaol.	105
Oxfordien 1 . .	marnes	100	—	—	+	Ill. + Ill. w.	183
Oxfordien 2 . .	marnes	100	—	—	+	Ill. + Ill. w.	187
Oxfordien 3 . .	marnes	100	—	—	+	Ill. Kaol. Mont. w.	143

sont formés par la rencontre sur des horizons argileux d'eaux sulfatées et d'eaux chargées de Sr (Noll, l. c., p. 574). Les marnes de transition du Locle ont très bien pu fonctionner comme plancher étanche.

V. Pétrographie des résidus insolubles et des intercalations marneuses

1. Importance quantitative

Les courbes calcimétriques qui figurent dans le chapitre IV donnent déjà une idée de la variation quantitative des résidus. Quoique dans le détail ces variations soient très rapides, dans les grandes lignes elles s'ordonnent en plusieurs complexes qui correspondent aux divisions stratigraphiques.

Le substratum secondaire. Les alternances de marnes, marno-calcaires et calcaires, de l'Oxfordien jusqu'au Purbeckien et du Valangininen à l'Hauterivien, n'ont pas été toutes touchées par nos études. Les 16 déterminations que nous avons pratiquées restent et de loin insuffisamment représentatives. Mais on peut toutefois remarquer que les calcaires types contiennent jusqu'à 10% de minéraux non carbonatés, les marno-calcaires de 10 à 20% et les marnes plus de 20%. Les marnes et les marno-calcaires forment la majeure partie de l'Oxfordien, Argovien, du Purbeckien et de l'Hauterivien inférieur, elles le «disputent» aux calcaires dans le Séquanien inférieur. Les calcaires dominent dans le Séquanien supérieur, le Kimméridgien, le Portlandien, le Valanginien et l'Hauterivien supérieur. D'après Maillard (1884), Favre (1911) et Ph. Bourquin (inédit, 1945) de l'Hauterivien sup. à l'Oxfordien (incl.) il y a 380 m de calcaires et 220 m de marnes et marno-calcaires dans le substratum Crétacé-jurassique du Locle. Si l'on admet une moyenne de 5% de résidus insolubles pour les calcaires, de 15% pour les marno-calcaires et de 25% pour les marnes, dans la colonne totale des sédiments crétacés et jurassiques, la fraction non carbonatée atteindrait une hauteur minimale de 50 m.

Dépôts molassiques. Les estimations pour les molasses burdigaliennes et helvétiennes sont plus délicates car leur épaisseur est extrêmement variable. Comme il s'agit de molasse (grès, sables et marnes) la fraction non carbonatée forme souvent plus du 50% de la roche. Dans la «Marne rouge» proprement dite, les carbonates oscillent autour de 50% comme du reste dans les couches de transition.

Oehningien. Avec l'Oehningien inf., le résidu insoluble diminue de nouveau, à part quelques intercalations marneuses. Par contre, à la base de l'Oehningien moyen la fréquence des marnes restreint le rôle de la fraction carbonatée; et de là jusqu'au sommet les résidus insolubles restent très faibles pour ne plus former qu'une fraction de % de la roche totale.

Avant d'étudier les espèces minérales constitutives des résidus, il est capital de connaître la granulométrie de ceux-ci.

2. Granulométrie

La granulométrie des minéraux non carbonatés donne les meilleurs renseignements sur les conditions de dépôt. Les grès verts molassiques ont un diamètre moyen plus grand que 63 μ. Dans les marnes sus-jacentes, que les échantillons proviennent d'un forage ou d'affleurement (M.V.R. et 192, 2 CG cf. Fig. 13), la similitude des granulométries est frappante et le diamètre moyen n'est plus que de 20 μ env. Au passage de l'Helvétien à l'Oehningien, ce diamètre s'affine encore pour se situer à 0,6 μ env.; des concrétions de pyrite et de célestine «gonflent»

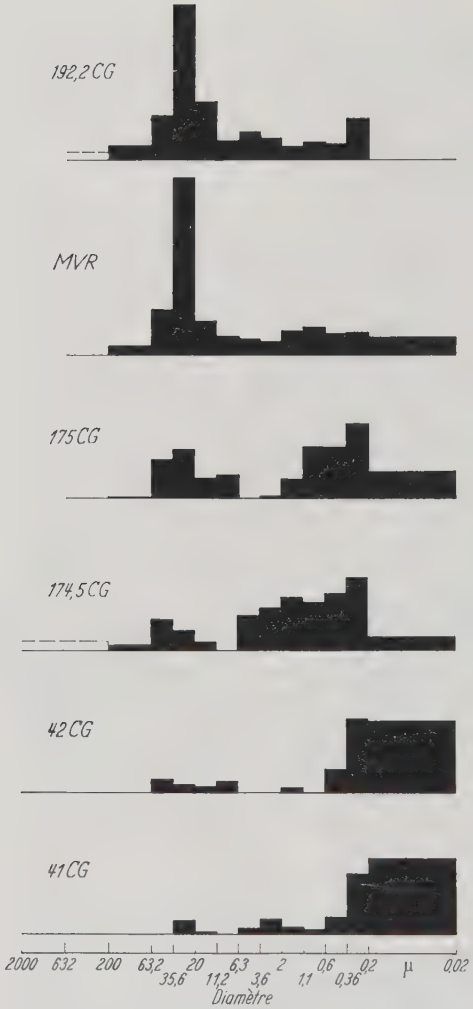


Fig. 13. Spectres granulométriques distributifs de l'Helvétien à l'Oehningien: régression des fractions sableuses au profit de l'augmentation des fractions argileuses fines

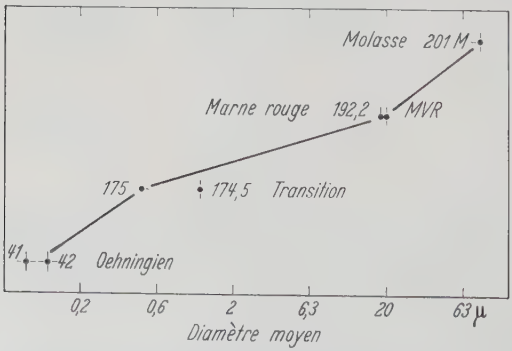


Fig. 14. Evolution du diamètre moyen d'un dépôt type molassique à un dépôt lacustre

les fractions sableusses de 174,5 CG, ce qui empêche, de paralléliser la granulométrie de cet échantillon, transformé par diagénèse, avec 175 CG qui est seul représentatif de cet étage.

Dans l'Oehningien, on est frappé par la permanence des tailles des résidus insolubles, que la sédimentation soit crayeuse, marneuse, calcaire franche ou complexe. Que l'on prenne un banc marneux à attapulgite (42 CG), à montmorillonite (41 CG) des intercalations marneuses vertes à montmorillonite (71 et 72 M) ou le résidu d'un des rares calcaires oehningiens (R 13 1), dans tous ces échantillons, la fraction sableuse occupe à peine le 10% des résidus et le diamètre moyen se situe autour de 2 μ. Ces échantillons proviennent de puits, sondages ou galeries éloignés de 3,200 km au minimum. Ce faciès à sedimentation fine s'étendait à l'Oehningien sur cette distance au moins.

Dans l'Oehningien sup., l'abondance de la matière organique a empêché dans une large mesure l'étude granulométrique des résidus.

Les marnes vertes et vases dolomitiques post-oehningiennes sont des dépôts du type fluviatile, leur discordance stratigraphique sur l'Oehningien s'accompagne d'une discordance granulométrique nette.

Conclusions. La granulométrie illustre parfaitement l'évolution du bassin tertiaire loclois. De la molasse helvétienne aux dépôts lacustres, la diminution des fractions grossières au profit des fractions très fines est bien visible dans la Fig. 13; les divers stades de «tranquillisation» par lesquels a passé le bassin se laissent bien schématiser par le report des diamètres moyens (cfl. Fig. 14).

Les rides post-oehningiennes appartiennent à un autre cycle beaucoup moins important. Il s'est sur-imprimé sur le cycle tertiaire proprement dit qui, lui, s'est déterminé par le dépôt des charbons feuilletés.

3. Les fractions sableuses

Nous avons fixé arbitrairement la limite inférieure de ces fractions à 6,3 μ. D'après nos nombreux essais, c'est aussi la limite de validité des comptages globaux au microscope.

a) Le quartz. Toujours présent dans toutes les fractions, mais jamais idiomorphe, il se présente généralement sous les trois aspects : limpide, encroûté (comme par de la glauconie, cf. 201 M) ou sous forme d'agrégats. Les inclusions de petits rutiles, prismatiques allongés, dont il n'est pas rare d'observer la maclecaractéristique en genou, frappent souvent par leur fréquence mais n'ont aucune valeur stratigraphique.

Tableau 6

	6.3—20 $\mu\varnothing$	20—63 $\mu\varnothing$	63—200 $\mu\varnothing$	200—632 $\mu\varnothing$	Total %
201 M	1,43	2,76	18,97	6,68	28,94
192,2 CG	2,94	34,8	3,04	0,14	40,92
MVR	4,0	30,1	3,8	—	37,9
72 M	1,56	0,73	—	—	2,29
71 M	1,79	1,62	—	—	3,41
R 13,1	2,18	5,77	0,11	—	8,06
MBJ	0,70	1,81	0,04	—	2,55
MVJ	8,95	14,8	0,34	—	24,9

Ces nombres sont calculés en % de l'échantillon total pour MBJ et MVJ et en % du résidu total pour les autres. La colonne de droite donne le total du quartz dans les fractions jusqu'à 6.3 μ.

Tableau 7

	6.3—20 $\mu\varnothing$	20—63 $\mu\varnothing$	63—200 $\mu\varnothing$	200 bis 632 $\mu\varnothing$	Total %
201 M	0,86	1,49	8,62	3,73	14,70
192,2 CG	0,98	3,38	0,24	0,01	4,61
MVR	2,8	7,2	0,6	—	10,7
72 M	0,05	0,05	—	—	0,1
71 M	0,21	0,06	—	—	0,27
R 13,1	0,24	1,03	0,01	—	1,28
MBJ	0,01	0,11	—	—	0,12
MVJ	2,11	1,09	0,25	—	3,45

Explications: cf. Tableau 6.

Si le quartz dans la molasse et dans la Marne rouge forme non seulement la majorité du résidu, mais parfois de la roche totale, son importance diminue rapidement avec la sédimentation calme lacustre.

Dans notre cas, la granulométrie du quartz correspond à la granulométrie générale, elle peut donc être utilisée comme indicateur de sédimentation. Nous voyons dans cette remarque une autre preuve de la nature entièrement détritique du quartz.

b) Les feldspaths. Les feldspaths (potassiques et plagioclases), moins nombreux que le quartz mais bien plus altérés, sont aussi présents dans toutes les fractions. Si dans les fractions grossières on peut reconnaître les feldspaths potassiques des plagioclases, cette distinction est beaucoup plus aléatoire dans les fractions fines. Le chagrin qui les recouvre rend difficile la détermination à l'aide des indices. Les clivages sont quasi inexistants. Nos comptages ont révélé tout de même une prépondérance de l'orthose-microcline sur l'albite et l'oligoclase (le plus basique des plagioclases déterminés.

L'imprécision des déterminations nous a empêché d'utiliser la fréquence des feldspaths ou le rapport feldspaths potassiques sur plagioclases comme critère stratigraphique.

Dans l'horizon bentonitique de la Combe du Stand (Oehningien inf.) HOFMANN (1958) signale de nombreuses sanidines. Nos comptages qui sont antérieurs à ces travaux en avaient signalé 2 grains dans la molasse, 3 dans la Marne rouge et plusieurs dans les intercalations vertes du sommet de l'Oehningien inf. (71 et 72 M.). Elles sont accompagnées dans ces 2 dernières couches d'une très forte augmentation des minéraux opaques. Cependant ces quelques sanidines sur les centaines de minéraux comptés sont trop peu nombreuses pour que l'on puisse parler à coup sûr d'origine volcanique de ces dépôts.

c) Les micas. La biotite est absente de tous les résidus même molassiques. Par contre, une marne brunâtre, d'intercalation dans l'Oehningien inf., révélait, non traitée, des paillettes aux contours très arrondis. Leur morcellement, qu'une légère biréfringence en lumière plane souligne, se traduit en conoscopie comme autant de petits centres à signe optique souvent positif. On peut supposer qu'il s'agit là de «fantômes» de biotite dans un stade d'altération déjà très avancé. Il suffit en effet de secouer cette marne dans l'eau pour que les paillettes disparaissent totalement. La transformation de la biotite est donc achevée mais les chlorites restent groupées en pseudomorphose.

La muscovite a presque la même ubiquité que les quartz mais en quantité plus faible. Présente dans toutes les fractions de la molasse et de la Marne rouge, elle est souvent absente des fractions les plus grossières de l'Oehningien. Si sa fréquence dans les fractions sableuses de la molasse atteint 2,8% du résidu total, dans celles de la Marne rouge elle s'élève à 6,2 et 6,8% pour ne plus représenter que le 0,3 ou même 0,01% dans l'Oehningien. C'est un autre effet de la tranquillisation de la sédimentation.

d) Les chlorites. On peut distinguer dans la molasse une chlorite pâle à faible pléochroïsme et indice petit, probablement de la famille des pennines, d'une chlorite plus fortement pléochroïque, d'indice plus fort et dont la densité est supérieure à celle du bromoforme, probablement de la famille des prochlorites.

Dès qu'apparaît la sédimentation carbonatée calme, toutes les chlorites disparaissent.

e) Les minéraux lourds. L'importance quantitative de ces minéraux dans les fractions sableuses diminue aussi en passant de l'Helvétien à l'Oehningien. Si dans la molasse ils représentent environ le 1% du résidu total, ils atteignent dans la marne rouge 6 à 7,5%, tandis qu'ils arrivent á peine à $^3/_4$% dans l'Oehningien inf. et $^1/_4$% au sommet de ce sous-étage.

Nous avons classé les chlorites plus denses que le bromoforme, dans les minéraux lourds.

Dans la molasse, le groupe du zircon (monazite, xénotime) vient en premier, suivi par les chlorites, l'épidote, l'apatite, le corindon, le grenat et la tourmaline brune. Il faut remarquer que nous ne parlons ici que des minéraux lourds transparents, les opaques, comme nous le verrons plus loin, dominent toujours dans la fraction lourde. La hornblende est beaucoup plus rare.

Dans la Marne rouge l'association minéralogique se modifie peu bien qu apparaissent quelques grains de rutile et que grâce à quelques individus bien cristallisés on ait pu reconnaître dans le groupe de l'épidote, la clinozoïsite très légèrement ferrifère (2 Vz s'approche de 90° et le signe est parfois négatif). Parallèlement à ce groupe, viennent s'ajouter dans les couches de transition de véritables zoïsites.

Le spectre «lourd» se modifie peu lors du passage à l'Oehningien. Les grains par contre deviennent si petits qu'une bonne reconnaissance et séparation de la fraction lourde s'avère difficile.

Ce qui distinguerait l'horizon décrit par Hofmann (l. c.) des autres couches marneuses de l'Oehningien inf. serait la belle idiomorphie des rutiles et zircons de cette bentonite et l'absence de la tourmaline et des minéraux du groupe de l'épidote. Dans toutes les fractions que nous avons examinées, les rutiles d'un pléochroïsme rouge foncé, étaient très arrondis et les zircons ne montraient que rarement des contours cristallographiques. L'apatite par contre, comme les tourmalines, est presque toujours idiomorphe. Les prismes sont parfois cassés, ce que l'on observe facilement pour l'apatite mais difficilement pour les tourmalines, où, en général, un seul sommet du prisme est pyramidé.

En plus des sanidines, ce qui en définitive permettrait d'identifier vraiment l'horizon à bentonite n'est pas tant l'association des minéraux lourds que leur idiomorphie.

f) Les opaques. Sans séparation au bromoforme il est difficile de les distinguer de la matière organique. Ils se présentent le plus souvent sous forme de granules rarement idiomorphes. Toutefois d'après l'éclat en lumière réfléchie, la pyrite domine, ce qui n'est pas étonnant surtout pour des résidus de craies. Elle représente du reste le 50% de la fraction comprise entre 63 et 200 μ de 174,5 CG et il s'agit là, comme nous l'avons vu plus haut (p. 294), d'une pyrite concrétionnaire, donc de néoformation. Celles des résidus de craies et calcaires sont aussi néoformées. Les proportions en opaques, que celles de la pyrite modulent, sont donc inutilisables comme critères à la caractérisation de la sédimentation.

g) Authigénie et «héritage». Nous avons vu ci-dessus, l'origine qu'il faut attribuer à la pyrite. La célestine et le gypse des couches de transition sont aussi certainement néo-formées.

Sur toutes les fractions que nous avons examinées, nous n'avons trouvé qu'un quartz idiomorphe. On peut supposer que le transport l'a ménagé et livré encore intact au sédiment. Dans le substratum Crétacé-jurassique du reste, le Purbeckien livre de très beaux quartz idiomorphes, allongés selon c, à figures de croissance concentriques et dont certains individus, cas rare, sont entourés de quartzine (cf. Correns et Nagelschmidt 1933 et Braitsch 1957). Les silicifications d'autre part, particulièrement celles des «charbons feuilletés» livrent aussi du quartz authigène xénomorphe, mais beaucoup plus petit et obligatoirement accompagné de calcédoine. Celle-ci imbibe la roche; la porosité tombe jusqu'à 2 ou 3% et le quartz se développe dans les fissures ou les coquilles des petits gastropodes.

Ces deux cas cependant sont des exceptions dont le rôle volumétrique est nul par rapport à l'ensemble de la roche. La forme, l'aspect et les contours altérés (cf. Salger 1954) permettent de conclure à une origine très largement détritique du quartz. Cette remarque s'applique du reste à la muscovite et encore plus clairement aux feldspaths dont l'encroûtement est parfois tel qu'on ne peut plus les cataloguer que dans la classe des agrégats. Si la néoformation de la glauconie est unanimement acceptée, nous n'excluons pas au Locle une origine détritique ou, en d'autres termes, un remaniement de dépôts glauconieux. Le fait est qu'elle ne forme jamais d'agrégats pour elle-même, mais se plaque principalement sur les quartz et feldspaths détritiques. L'analyse aux rayons X ne l'a pas retrouvée dans les fractions argileuses. Au microscope, il n'a pas été possible, comme Heim (1957) l'a fait, de distinguer des paillettes de 2 à 3 μ.

Si nous avons reconnu dans les fractions microscopiques certains agrégats verts comme de la glauconie, il est fort possible qu'il s'agisse d'un plaquage de montmorillonite et de chlorite qui, elles, forment la majorité des fractions argileuses.

h) Conclusions. La disparition totale des chlorites, lors du passage de la sédimentation du type molassique au type lacustre est le fait le plus frappant.

La diminution de l'importance quantitative des minéraux: quartz, feldspaths, micas, dans les fractions sableuses et le glissement des maximas de

Tableau 8. *Composition minéralogique des fractions dont le diamètre dépasse 6,3 μ*

Les déterminations ont été faites au microscope à contraste de phase pour les fractions inférieures à 20 μ, au microscope polarisant normal pour les fractions supérieures à cette taille.

Les résultats portent sur le comptage de 600 à 1000 grains par préparation et sur plusieurs préparations par fraction.

Les abréviations des échantillons sont celles des Fig. 3 et 4 et du Tableau 5.

Colonnes I: pourcentages calculés sur chaque fraction.

Colonnes II: pourcentages calculés sur le résidu total.

A. Molasse: 201 M grès vert

	6,3—20 μ ⌀		20—63 μ ⌀		63—200 μ ⌀		200—632 μ ⌀		Total II
	I	II	I	II	I	II	I	II	
Quartz . . .	20	1,43	33,75	2,76	38,50	18,97	43,50	6,68	28,94
Glauconie . .	—	—	28	2,29	30,75	15,16	21,75	3,34	20,79
Feldspaths . .	12	0,86	18,25	1,49	17,50	8,62	24,25	3,73	14,70
Chlorite . . .	8	0,57	6,50	0,53	2,75	1,35	2,25	0,35	2,80
Muscovite . .	17	1,22	4	0,33	2	0,99	0,75	0,11	2,65
Min. lourds .	3	0,21	3	0,25	1	0,49	0,75	0,11	1,06
Opaque . . .	2	0,14	1,75	0,14	0,25	0,12	1	0,15	0,55
Agrégats. . .	37	2,65	4	0,33	6,25	3,08	5,25	0,81	6,87
Reste	1	0,07	0,75	0,06	1	0,49	0,50	0,08	0,70

B. Marne rouge

⌀ en μ	6,3—20 μ ⌀		20—63 μ ⌀		63—200 μ ⌀		200 632 μ ⌀		Total II
	I	II	I	II	I	II	I	II	
Marne rouge 192,2 CG									
Quartz . . .	28,5	2,94	72	34,8	67,5	3,04	72	0,14	40,92
Muscovite . .	27,75	2,86	9	4,35	12	0,54	—	—	7,75
Chlorite . . .	11	1,13	3	1,45	3,25	0,15	—	—	2,73
Feldspaths . .	9,5	0,98	7	3,38	5,25	0,24	7,75	0,01	4,61
Min. lourds .	18,25	1,88	7	3,38	8	0,36	—	—	5,62
Opaque . . .	1	0,10	1	0,48	3	0,14	5	0,01	0,73
Agrégats. . .	2	0,21	0,5	0,24	0,5	0,02	4,5	0,01	0,48
Reste	2	0,20	0,5	0,24	0,5	0,02	0,75	—	0,47
Marne rouge MVR									
Quartz . . .	23,5	4,0	59,75	30,1	60	3,8	—	—	37,9
Muscovite . .	18,5	3,1	4,75	2,4	11,25	0,7	—	—	6,2
Chlorite . . .	8	1,4	2,75	1,4	2	0,1	—	—	2,9
Feldspaths .	16,5	2,8	14,5	7,3	10	0,6	—	—	10,7
Min. lourds .	8	1,4	11,25	5,7	8	0,5	—	—	7,6
Opaque . . .	1	0,2	3,25	1,6	2	0,1	—	—	1,9
Agrégats . .	10,5	1,8	2,75	1,4	5	0,3	—	—	3,5
Reste	13,5	2,3	1	0,5	1,75	0,1	—	—	2,9

Tableau 8 (continuation)

C. Oehningien inf. calcaire R 13,1

	6,3—20 μ ⌀		20—63 μ ⌀		63—200 μ ⌀		Total II
	I	II	I	II	I	II	
Quartz . . .	68,25	2,18	71,5	5,77	28,3	0,11	8,06
Muscovite . .	5,50	0,17	2,25	0,18	4,6	0,02	0,20
Chlorite . . .			1,50	0,12	—	—	0,12
Feldspaths .	7,50	0,24	13	1,03	2,9	0,01	1,28
Min. lourds .	3,75	0,12	7	0,56	—	—	0,68
Opaque . . .	2,75	0,09	2,25	0,18	2,7	0,01	0,28
Agrégats . .	2,75	0,09	1,25	0,10	58,5	0,23	0,42
Reste	9,50	0,30	1,25	0,10	2,8	0,01	0,41

D. Oehningien inf. marnes

	6,3—20 μ ⌀		20—63 μ ⌀		Total II
	I	II	I	II	
			71 M		
Quartz . . .	71,75	1,79	53,75	1,62	3,41
Muscovite . .	0,25	0,01	—	—	
Chlorite . . .	—	—	—	—	—
Feldspaths .	8,25	0,21	2,25	0,06	0,27
Min. lourds .	3,75	0,09	1,75	0,05	0,14
Opaque . . .	16,50	0,41	42,25	1,27	1,68
Agrégats . .	—	—	—	—	—
Reste	—	—	—	—	—
			72 M		
Quartz . . .	38	1,56	20,8	0,73	2,29
Muscovite . .	0,5	0,02	—	—	0,02
Chlorite . . .	—	—	—	—	—
Feldspaths .	1,25	0,05	1,4	0,05	0,10
Min. lourds .	3	0,12	2,4	0,08	0,20
Opaque . . .	57	2,34	74,8	2,64	4,98
Agrégats . .	—	—	—	—	—
Reste	0,25	0,01	0,6	0,02	0,03

E. Post-Oehningien

	6,3—20 μ ⌀		20—63 μ ⌀		63—200 μ ⌀		Total II
	I	II	I	II	I	II	
			MBJ				
Quartz . . .	28,25	0,70	45,5	1,81	2,2	0,04	2,55
Muscovite . .	1	0,02	3,0	0,12	6,9	0,12	0,26
Chlorite . . .	—			—	—	—	—
Feldspaths .	0,5	0,01	2,75	0,11	—	—	0,12
Min. lourds .	0,25	—	2,25	0,09	—	—	0,09
Opaque . . .	1,5	0,04	2,15	0,09	5,0	0,09	0,22
Agrégats . . .	61	1,52	35,5	1,41	85,2	1,50	4,43
Reste	3,25	0,08	0,75	0,03	0,3	—	0,11
Dolomite . .	4,25	0,11	8	0,32	0,2	—	0,43
			MVJ				
Quartz . . .	53	8,95	60	14,8	5,9	0,34	24,09
Muscovite . .	2,5	0,42	0,6	0,15	0,3	0,02	0,59
Chlorite . . .	—	—	—	—	—	—	—
Feldspaths .	12,5	2,11	4,4	1,09	4,4	0,25	3,45
Min. lourds .	3,5	0,59	3,2	0,79	0,1	0,01	1,39
Opaque . . .	1	0,17	1,4	0,35	1,9	0,11	0,63
Agrégats . .	26,75	4,51	29,8	7,35	87,2	4,97	16,83
Reste	0,75	0,13	0,6	0,15	0,2	0,01	0,29

fréquence vers les fractions fines, corroborent parfaitement les conclusions de la granulométrie.

VI. Argiles

Kaolinite, illite, chlorite, montmorillonite et attapulgite se rencontrenent au Locle. La kaolinite n'accompagne la chlorite que dans l'Helvétien. Elle n'apparaît jamais sous sa forme vermiculaire et reste indiscernable au microscope.

a) Illites. Le terme illite prête à confusion et doit être réservé d'après YODER et EUGSTER (1955) à la terminologie de terrain. On doit le remplacer par le terme de mica et préciser le polymorphe. Tous les micas rencontrés au Locle, depuis le substratum secondaire jusqu'au Post-Oehningien sont dioctaédriques. Les polymorphes 1M et 3T restent indiscernables. Presque pour tous les échantillons, on a pu reconnaître 2M dans l'une ou l'autre des fractions et 1Md aussi bien lorsque les micas dominent qu'en présence de montmorillonite. Si 2M disparaît souvent dans les fractions les plus fines, on ne peut discerner si cette absence est due à l'apparition de 1Md ou à la diminution de la proportion de muscovite. Il faut remarquer que dans les 2 échantillons 71 et 72M, qu'on suppose être des produits de transformation de cendres volcaniques, le polymorphe 2M a été reconnu dans toutes les fractions même les plus fines.

b) Couches mixtes. Tous les micas du Locle sont accompagnés de couches mixtes gonflantes. Elles ne forment que rarement des minéraux mixtes avec sur les diagrammes X des maximas, bien individualisés. Elles se signalent plutôt par l'asymétrie qu'elles confèrent à (002) et (004) des micas. Cette asymétrie se résout en un plateau par gonflage à l'éthylèneglycol et disparaît totalement par échauffement à 550° C. Par ces 2 traitements, les pics des micas deviennent sveltes et bien dégagés. L'hypothèse qui pourrait expliquer le comportement de ces argiles est que la fréquence des cristallites décroit avec l'augmentation du taux d'interstratification de chaque cristallite. Ceci revient à considerer les argiles comme un ensemble hétérogène de cristaux et cristallites à granulométrie et taux d'interstratification variables. Le fait à remarquer au Locle, c'est que jamais l'interstratification ne se fait entre mica-chlorite mais entre mica-montmorillonite.

c) Montmorillonites. FAVRE (1911) a décrit à la Combe du Stand les premières montmorillonites du Locle. Il les avait déterminées par analyse chimique. HOFMANN (l. c.) reprenant ces marnes en reconnut la nature bentonitique surtout par analyse thermique différentielle. Nos gonio-radiogrammes ont définitivement prouvé la nature montmorillonitique des marnes de la Combe du Stand et permis de distinguer sur toute la largeur de l'affleurement (de 25 à 35 cm d'épaisseur), des montmorillonites à 1 et 2 couches d'eau. Sur 9 échantillons en effet, 7 présentent un 001 à 12,5 Å environ et 2 à 14,3 Å, alors que par traitement à l'éthylène glycol, ces réflexes de base passent tous à 17 Å.

Le Tableau 5 pourraient donner l'idée que les montmorillonites dominent largement au Locle. Ce n'est pas le cas, car nous avons surtout cherché les horizons qui en sont riches pour les utiliser, ainsi, qu'en Suisse orientale et centrale, comme horizons repères.

En règle générale les montmorillonites du Locle, qu'elles proviennent du substratum crétacé-jurassique ou du Tertiaire, sont toujours accompagnées de

carbonates sous forme de calcite ou de dolomite. L'illite est souvent visible et même parfois la kaolinite comme à la Jaluse.

Du point de vue granulométrique les montmorillonites se cantonnent dans des diamètres très fins et si certaines fractions comprises entre 0,6 et 2 μ, accusent une majorité de montmorillonites, cela provient de l'agglomération (cf. Heim l. c.).

Tableau 9. *Recherche du polymorphe M muscovite dans les argiles du Locle*

Les polymorphes ont été détectés sur les films d'une chambre Guinier.
La nomenclature des échantillons est celle du Tableau 5.
Liste des abréviations: A: attapulgite; C: calcite; Ch: chlorite; D: dolomite; F: feldspaths; G: Goethite; I: micas; K: kaolinite; M: Montmorillonite; Py: pyrite; Q: quartz; — signifie que le polymorphe 2M est absent, + qu'il est présent.

	H. 01		201 M			M.V.R.		192,2 CG	
	$< 2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$	$< 0{,}6\,\mu$	$0{,}6—2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$	$< 2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$	$< 2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$
2 M . . .	+	—	—	+	+	—	—	—	+
Min. card.	I	C	M	M	Q	M	M	M	I
2ème min.	K	G + Q	I	I	I	I	I	I	M
accessoires	G + Q		—	Q + F	F	Q	Q + F	Q + Ch	Q + Ch

	175 CG		174,5 CG		41 CG		R 13.1			72 M			71 M	
	$< 2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$	$2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$	$< 2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$	$< 2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$	$< 0{,}6\,\mu$	$0{,}6—2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$	$< 0{,}6\,\mu$	$0{,}6—2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$
2 M	—	—	—	—	—	—	+	—	+	+	+	+	+	+
Min. card.	M	I	M	Q	M	Q	I	I	M	M	M	M	M	Q
2ème min.	I	M	I	I + M	I + A	I	Q	Q	I	I	I	I	I	Py
accessoires	Q	Q	Q	—	Q					Q	Q	Q	Q	I

	71 M. Int		N 1	3 Sh		M.V.J.			M.B.J.		
	$< 2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$	$< 2\,\mu$	$2\,\mu$	$< 0{,}6\,\mu$	$0{,}6—2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$	$20—63\,\mu$	$< 0{,}6\,\mu$	$0.6—2\,\mu$	$2—6{,}3\,\mu$
2 M	+	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—
Min. card.	M	C = Q	I	Q	I	I	Q	Q	D	D	D
2ème min.	I + C	Py	Q	I	—	—	I	M	I	I	—
accessoires	Q + Py	I			—	Q	F	F			I

Sur le terrain, les montmorillonites affleurent:

en intercalations entre les craies,
dans le complexe marneux de l'Oehningien moyen,
en «imprégnations diffuses» et intercalations
interrompues dans les faciès gréseux de l'Oehningien inf.,
jamais sous forme de résidu dans les craies, mais bien
dans les grès verts helvétiens.

Les intercalations dans les craies sont soudaines, inattendues, de couleur crème, brune ou même blanche. Leur épaisseur dépasse rarement 20 cm, mais par contre, elles sont douées d'une extension qui permet des les suivre dans une bonne partie du bassin. Les intercalations et imprégnations vertes de l'Oehningien inf. sont compliquées par une tectonisation intense, du moins dans la galerie de la Maladière où nous avons pu les observer directement. On ne sait donc s'il faut

attribuer leur irrégularité d'affleurement à une cause tectonique ou s'il s'agit de véritables dépôts de cendres volcaniques. Leur couleur verte les distingue en tout cas des autres montmorillonites oehningiennes. Cependant le vert dans les argiles du Locle n'indique en rien la nature du minéral: toutes les argiles ci-dessous sont vertes et pourtant aussi bien montmorillonitiques, qu'illitiques ou chloriteuses:

Grès et marnes helvétiens	montm., ill., chlor.
Imprégn. diff. et intercal. Oehn. inf.	montm. uniquement
Interc. Oehn. moyen	ill. uniquement
Marnes post-oehn.	ill. uniquement

Un autre caractère important des montmorillonites du Locle est le manque de spécificité des courbes thermiques différentielles, rien ne distingue les courbes

Fig. 15. Attapulgite, 42 CG, Le Locle, photo au microscope électronique (Aufnahme, Dr. SCHLOTE, Botanisches Institut, Göttingen). Gross.: env. 60 000

d'illites de celles de montmorillonites. Faut-il voir dans ce mimétisme le résultat d'un transport par voie acqueuse, comme les travaux de KARAMATA (1957) le laissent interpréter, nous manquons de données pour en juger.

d) Les chlorites. Leur distribution dans les fractions fines est parallèle à celle des fractions grossières. Les chlorites argileuses disparaissent aussi avec la fin de la sédimentation molassique. Du reste leur importance dans les argiles et résidus de l'Helvétien est si faible qu'on a quelque peine à identifier leurs réflexes. Même sur les diagrammes libres de kaolinite, seul l'échauffement à 520° C a apporté la preuve de leur existence (permanence de 001 diminution jusqu'à disparition de 002 et 003). La courbe thermique différentielle de 201 M atteste par une autre voie, la faible présence des chlorites.

e) Attapulgite. Contrairement aux argiles micacées, l'attapulgite, minéral «fibreux», ne nécessite pas l'orientation des préparations pour sa reconnaissance

par les rayons X. Du point de vue stratigraphique, c'est certainement le minéral qui a été au Locle le plus utile en même temps que le plus déroutant.

L'affleurement le plus important a été percé par le sondage de la Combe-Girard. Là, l'attapulgite apparaît sous la forme d'une marne plastique gris clair. Le carbonate est de la dolomite et dans les fractions sableuses domine le quartz accompagné de feldspaths et de muscovite.

Seuls les rayons X peuvent opérer la distinction entre l'attapulgite et la sépiolite. Par souci de précision nous avons mesuré les réflexes sur les films «Guinier» (cf. Tableau 10). La disparition des réflexes 100 dans les préparations

Tableau 10. *Attapulgite*

Bradley (1950)			42 CG	
(hkl)	d_{kx}	I	$d_{Å}$	I
110	10,50	10	10,51	10
200	6,44	6	—	—
130	5,42	5	5,40	5
040	4,49	8	4,48	9
310	4,18	3	4,18	5
240	3,69	5	3,67	2
330—150	3,50	3	3,53	1/4
400	3,23	10	3,25	1/2
420	3,03	1	3,02	1/4
440	2,61	8	2,61	8
510	2,55	3	2,56	4
530	2,38	3	2,38	2
600	2,15	5	—	—
390	1,82	1	1,82	2*
800	1,62	1	1,63	1/2*
680	1,56	3	1,56	1/2
0,120	1,50	5	1,50	8

* surcharge du quartz.

orientées indique que les «fibres», créées par l'allongement selon c et par le léger clivage (110) (Jasmund l. c.), reposent sur des faces (100). Il semblerait donc que ces faces sont mieux développées que les autres ou du moins que les attapulgites locloises (42 CG) présentent un certain applatissement. Cet applatissement a déjà été décrit par Millot (1949) et il leur confère une forme de lattes. On a vu dans la Tableau 10 la parfaite concordance entre les valeurs de Bradley et celles que nous obtenons au Locle. Pour les gonio-radiogrammes cette même concordance existe: avec l'attapulgite standard H 43 (Gads don Co, Florida) (quoique celle-ci contienne un peu de sépiolite), et celle que nous a envoyé Mr Kulbicki dans laquelle le quartz et la montmorillonite interviennent à la place de la sépiolite.

Les courbes thermiques différentielles concordent aussi très bien. Du point de vue de la température des endothermes, notre minéral ressemble le plus à H 45 (Georgia cf. Kerr, Kulp et Hamilton 1949), mais la forme et l'intensité des maximas diffèrent. L'exotherme de H 43 commence à 850° C, ce qui confirme la présence déjà détectée par rayons X d'une petite quantité de sepiolithe. Ce

n'est pas le cas pour notre attapulgite (42 CG) puisque l'exotherme commence à 870° C. Les «Quincy Clays» de Floride (Nr. 46, Fig. 26, KERR et al., l. c.) ont un premier endotherme à 230° C; cet endotherme est à 180—190° pour H 43 et 150° pour H 44 et 45. Nos deux courbes ont en effet un endotherme à 160° C, mais il est précédé par un autre à 120—130° C, qui lui, est plus intense. Seules les «Quincy clays» étudiées par GRIM et ROWLAND (1942) présentent 2 endothermes entre 100 et 200° C, mais le second est le plus intense et le reste de la courbe ne concorde pas.

Pour le moment, le complexe marneux de l'Oehn. moyen ne récèle de l'attapulgite qu'au sondage de la Combe Girard. Plus à l'W, à la Jaluse, la montmorillonite domine mais la kaolinite a remplacé l'attapulgite. Par contre dans l'Oehningien inf. on retrouve de l'attapulgite tant au sondage de la Combe-Girard que dans le puits des Rondes. Mais ici, les carbonates dominent et il s'agit plus de craies marneuses que de marnes proprement dites.

VII. Origine des minéraux

Rappelons brièvement la pétrographie générale du Tertiaire au Locle.

Oehningien . . .	craies marnes	lacustre
Transition . . .	marnes marnes sableuses	saumâtre
Helvétien . . .	„Marne Rouge" marnes sableuses grès, sables	marin
Burdigalien (?) .	Sables conglomérats	marin

Du bas en haut de l'échelle stratigraphique, nous avons vu la diminution constante du diamètre moyen, la progression des carbonates et l'enrichissement du Strontium; qu'en est-il de l'évolution des minéraux non carbonatés ?

a) Minéraux légers de la fraction sableuse à l'exception des carbonates. Parallèlement à la diminution du diamètre moyen, ils diminuent d'importance quantitative de bas en haut. La répartition entre le quartz, les feldspaths potassiques et plagioclases ne subit pas de changements utiles. La proportion des plagioclases prolonge parfaitement le cadre de VATAN et al. (1957).

b) Minéraux lourds. Leur diminution suit le même cours que celle des minéraux légers. La fréquence de la tourmaline corrobore les observations de von MOOS (1935) celle du groupe de l'épidote prolonge aussi le schéma de VATAN (l. c.).

c) Les argiles. *α) Les illites.* Tant que la sédimentation du type molassique domine, les illites sont d'origine alpine. Dès que le bassin se ferme, les marnes et produits de décalcification jurassiens prennent la relève, qu'ils aient été ou non «transités» par les sols.

Dans l'Oehningien proprement dit, les polymorphes 2 M ou 1 Md sont aussi fréquents que dans les couches sous-jacentes.

β) La chlorite. Nous n'avons jamais trouvé de chlorite dans le Crétacé, le Malm ou le Dogger. Par contre, dans les Alpes, les faciès riches en chlorite sont très largement représentés; Vatan et al., (l. c.) opte pour une origine alpine des chlorites du Tertiaire savoyard, Vernet (1957) signale toujours leur présence dans la molasse chattienne et aquitanienne de la région de Lausanne. Les argiles glaciaires du Lac de Neuchâtel en contiennent, Vernet (1958) en trouve dans les sédiments actuels du Lac Léman.

Puisque, comme nous le voyons, la chlorite est essentiellement d'origine alpine, sa présence dans les grès et marnes helvétiens souligne la communication entre le bassin molassique et l'auge du Locle. Sa disparition définitive dès l'établissement de la sédimentation carbonatée place la rupture de la communication à la fin des couches de transition, à la base de l'Oehningien inf.

γ) La kaolinite. 5 niveaux du substratum crétacé-jurassique ont livré de la kaolinite: Les calcaires hauteriviens, les marno-calcaires du Kiméridgien et du Séquanien, les marnes oxfordiennes et argoviennes. Millot (l. c.) pour la France, Iberg (1954) pour la Suisse ont insisté sur la grande richesse en kaolinite du Sidérolithique. Mais Vernet (l. c.) note de fortes proportions de kaolinite dans tout son profil oligo-miocène. Vatan et al. (l. c.) admettent la possibilité d'un remaniement de l'Eocène pour expliquer sa présence dans l'Oligocène savoyard. Il est à remarquer qu'Iberg (l. c.) ne cite aucun sol alpin kaolinitique (sols de schistes métamorphiques, de schistes lustrés, de granite, de flysch, de Nagelfluh ou de moraine).

La kaolinite du Locle n'existe en notables proportions que dans la Marne rouge. On sait d'après la présence des chlorites que ces marnes sont d'origine alpine. Mais la coloration et la kaolinite indiquent une certaine participation des produits du sidérolithique, peut-être déjà remanié antérieurement.

On peut donc penser qu'alpin et jurassien ont concourru à la formation de la Marne rouge.

Dans les couches de transition, la kaolinite se maintient alors que la couleur rouge disparaît. On peut supposer, soit que cette kaolinite provient encore des produits du Sidérolithique, soit qu'elle a été livrée par le substratum jurassique.

Avec la fin des couches de transition, l'influence alpine se termine et les fournisseurs deviennent totalement jurassiens.

Alors que dans le complexe marneux de l'Oehn. moyen on pouvait s'attendre, à la Jaluse aussi, à découvrir de l'attapulgite en compagnie de la montmorillonite, on constate que cette dernière subsiste et que la kaolinite remplace l'attapulgite. Là aussi on peut voir l'effet d'un remaniement secondaire du Sidérolithique ou la mise à jour par l'érosion de l'Hauterivien ou de l'Oxfordien. Mais il est plus probable que cette kaolinite provienne entièrement du substratum crétacé-jurassique.

δ) La montmorillonite. Du substratum crétacé-jurassique, l'Oxfordien (marin), le Purbeckien (saumâtre à lacustre) et l'Hauterivien (marin détritique) peuvent

livrer de la montmorillonite. Il faut probablement ajouter à ces trois étages le Séquanien inf. qui d'après une analyse inédite de Mme Camez en contient dans le Jura français.

Mais la montmorillonite est aussi fréquente dans la molasse du Plateau. En Suisse orientale les intercalations sont en général de faible épaisseur (HOFMANN, GEIGER et SCHWARZACHER 1949) von MOOS (l. c.) et HOFMANN (1956) et BÜCHI (1956) leur attribuent une origine volcanique. En Suisse occidentale, VERNET (l. c.) en signale dans presque tout son profil oligocène. D'après VATAN (l. c.) elle affleure en quantité très importance dans l'Oligocène savoyard. Cet auteur remarque du reste que les «Alpes oligocènes sont ceinturées par une auréole de lacs à montmorillonite» (p. 476). On voit donc que tant du côté alpin que jurassien les fournisseurs ne manquent pas.

Pour HOFMANN (1958) la montmorillonite de la Combe du Stand (35 cm d'épaisseur, Oehn. inf.) provient de la transformation de cendres volcaniques et équivaut à celles de Suisse orientale (Bischofzell). C'est là aussi un fournisseur possible.

Le fait est qu'au Locle, la montmorillonite s'accomode aussi bien des faciès sableux, gréseux ou marneux, que marins, saumâtres ou lacustres.

Il est clair qu'une origine volcanique ne peut expliquer à elle seule les 30 m de marnes à montmorillonite des couches de transition, les 12 m de Marne rouge et les quelques 10 m. du complexe marneux de l'Oehningien moyen.

La coexistence montmorillonite-kaolinite n'est pas un obstacle à la néoformation, pas plus que le sable des craies n'a empêché les carbonates de se déposer. L'association montmorillonite attapulgite serait plutôt en faveur de l'authigénie, tandis que la persistance de la montmorillonite à travers tous les faciès lui conférerait plutôt une origine allogène.

Il paraît plus raisonnable de séparer les gisements.

Dans l'Helvétien, où l'héritage alpin (direct ou remanié) est indubitable, la montmorillonite a de fortes chances d'être héritée.

Dans l'Oehningien moyen, associée à l'attapulgite, en milieu de sédimentation très calme, où, dans la phase carbonatée, la teneur en Sr est forte et la dolomite apparaît, sa néoformation est probable.

Son origine par transformation de produits volcaniques est probable pour les intercalations de la Combe du Stand et pour celles de la partie sup. de l'Oehn. inf. où les minerais dominent et où rien dans les craies ne les annonce ni ne les suit.

Dans les couches de transition il peut y avoir concurrence entre héritage et néoformation.

ε) L'attapulgite. D'après la faune, on sait que le complexe marneux (Oehn. moyen) où l'attapulgite se trouve est un faciès d'eau douce. D'après la granulométrie, ce faciès est très calme. La courbe des teneurs en Strontium accuse là un maximum. Ce n'est pas un effet d'une adsorption sélective de l'attapulgite, puisque la majorité du Sr se trouve dans la fraction carbonatée. Si le Sr a passé en plus grandes quantités dans le sédiment, cela provient soit d'une sédimentation plus lente, soit d'une plus forte concentration dans les eaux, ou de la combination de ces deux facteurs.

La matière organique est faible, l'aragonite absente, mais la dolomite représente le 40% de la fraction carbonatée. Dans un lac actuel de la zone tempérée, mais d'arrière-pays principalement jurassien (Lac de Neuchâtel), la charge en Magnésium est de 7 mg/l en moyenne, tandis que le Ca est 7 fois mieux représenté (Sollberger, en préparation). Si l'on accepte l'«héritage» de la dolomite au Locle, sa dissolution lente a apporté un appoint en Mg. Si, au contraire, la dolomite est néo-formée, cela suppose au moins une concentration ad-hoc des eaux lacustres.

La silice, principalement celle qui intervient dans le métabolisme des diatomées joue aussi un rôle important dans les lacs. Très variable avec la profondeur et la saison, elle peut passer de quelques gammas en surface jusqu'à 1 ou 2 mg/l. Si les sédiments sont marneux, cela signifie que les silico-aluminates dominent par rapport aux carbonates, soit que la précipitation des carbonates se soit ralentie, soit que les apports silico-alumineux aient augmenté. Pour les marnes attapulgitiques du Locle, il faut éliminer cette seconde hypothèse. Comme la croissance des silico-aluminates est très certainement plus lente que celle des carbonates, il faut envisager au Locle une diminution de la précipitation des carbonates sur le fond.

La répartition de l'alumine dans l'eau des lacs est mal connue. Dans notre cas, on peut penser qu'elle a passé des silico-aluminates les plus sensibles (les argiles), en solution, pour, combinée à la silice et au Magnésium, former les attapulgites.

Aucune roche des environs du Locle, tant jurassique que crétacée ou tertiaire, ne contient d'attapulgite.

Comme les ions étaient disponibles, nous admettons que l'attapulgite de l'Oehningien moyen et inférieur du Locle est néoformée. Le remplacement latéral de l'attapulgite (authigène) par la kaolinite (allogène), dans le même complexe où la montmorillonite est toujours présente, n'est pas un obstacle à la néoformation de la montmorillonite, pour ce complexe du moins. On n'a jamais vu que du sable quartzeux, typiquement détritique, ait empêché les carbonates de croître et de se déposer sur le fond d'un lac.

Conclusions

La série sédimentaire du Locle qui commence au Burdigalien et qui s'achève au Tortonien est une série virtuelle normale qui a ceci de particulier que les phases pénésalines et évaporitiques sont remplacées par une phase continentale d'eau douce qui sous sa forme limnique a laissé les plus puissants dépôts crayeux connus du Tortonien jurassien et périphérique.

L'évolution de la série a marqué la pétrographie des roches de la cuvette locloise que les paroxysmes du plissement jurassien transformeront en un synclinal interne.

Au Burdigalien (?) et à l'Helvétien, la cuvette locloise était en communication avec la mer molassique du pied Nord des Alpes. La sédimentation principalement détritique est caractérisée par des grès pauvres en Strontium, dont le diamètre

moyen est supérieur à 63 μ. L'éventail des minéraux lourds, légers, carbonatés et argileux est le même que celui des bassins péri-alpins. Le matériel provenait à cette époque du Sud (senso-lato).

Puis en remontant dans le temps, avec la «Marne Rouge» et les Couches de Transition, la sédimentation se «tranquillise», le diamètre moyen glisse vers les fractions fines. L'éventail des minéraux légers et lourds ne subit que peu de changements, les carbonates augmentent insensiblement tandis que montmorillonite et kaolinite gagnent d'importance dans les argiles. Le matériel qui provient des Alpes devient donc de plus en plus fin. Mais la couleur rouge comme la forte augmentation de la kaolinite laissent supposer un remaniement du Sidérolithique. Le substratum secondaire commence donc à affleurer assez largement pour que le lessivage «envoie» du matériel dans les auges sédimentaires. La sédimentation devient alors calcaire avec l'Oehn. inf. Le diamètre moyen s'affine encore, le détritisme n'est plus représenté que par des résidus, les teneurs en Strontium augmentent. Si le rapport feldspaths potassiques/plagioclases, n'est pas affecté par ce passage, la chlorite, minéral d'origine alpine, disparaît totalement. La rupture des communications avec le bassin molassique est alors consommée. Dès lors tout ce qui se déposera au Locle sera d'origine jurassienne ou en tout cas ne proviendra des Alpes que par la voide indirecte du remaniement.

L'auge du Locle suit alors sa propre évolution, son histoire devient celle d'un lac basique sous un climat «méditerranéen» à subtropical. Par l'examen du résidu des craies, on a pu distinguer dans ce lac: des faciès littoraux: présence de kaolinite, des faciès très tranquilles : néoformation d'attapulgite et éventuellement de montmorillonite dioctaédrique, et à la suite d'HOFMANN (1958) des lits de cendres volcaniques transformées: montmorillonite à opaques.

Grâce à l'arrangement et à la nature des carbonates, à la répartition de la matière organique et du Strontium on a pu reconnaître dans ce lac des épisodes de stagnation ou au contraire de renouvellement rapide des eaux. On a pu préciser enfin l'évolution finale, c'est-à-dire le comblement du lac et en reconnaître les répercussions, forte augmentation des teneurs en Strontium, apparition massive des aragonites et des calcites magnésiennes.

L'étude pétrographique a non seulement contribué à la reconstitution de l'histoire sédimentaire de l'auge locloise, elle a permis d'élucider des points délicats de la stratigraphie de détail, elle a enfin rendu compréhensible les complications des macro- et des micro-structures que le plissement du Jura a suscitées.

Zusammenfassung

I. Karbonate. Die Karbonate herrschen in dieser Torton-Kreide vor, so daß sie als erste untersucht wurden.

Die Kurven der Karbonatgehalte zeigen größere „zyklische" und kleinere „rhythmische" Schwankungen. Die rhythmischen Schwankungen, im Gelände erkennbar und sehr charakteristisch für limnische Ablagerungen, besitzen eine Dicke von 1—50 mm und lassen sich durch Planktonanhäufungen erklären. Die resultierenden Mikrobänderung spiegelt zweifellos die damaligen Klimaschwankungen wider, ihre Unregelmäßigkeit erlaubt nicht, wie z. B. in

rezenten Seen, die Jahreszeiten zu erkennen. Die rhythmischen Schwankungen werden allerdings nur unter bestimmten Bedingungen erhalten. Wenn das Sediment zu stark detritisch ist, oder wenn es sich im Gebiet des Welleneinflusses ablagert, werden die Planktonanhäufungen unmöglich. Wenn andererseits die Bedingungen zu stark oxydierend sind, werden die Planktonschichten z. T. zerstört. Die günstigen Bedingungen herrschten bloß im Mittel-Oehningen. Da hat sich der Kalkschlamm unter dem Metalimnium abgelagert.

Die zyklischen Schwankungen zeigen eine Dicke von mehreren Dekametern. Um diese Zyklen besser zu erkennen, werden die Karbonat-Mittelwerte verwendet. Die beiden jungtertiären Zyklen lassen sich in folgender Weise skizzieren:

2. Zyklus	Ober-Oehningien	Braunkohle	limnisch	E
	Mittel-Oehningien	Kreide	limnisch	D
		Mergeln	limnisch	C
1. Zyklus	Unter-Oehningien	Gerölle	limnisch	A
		Heterogener Kalkschlamm	limnisch	CB
		Kreide	limnisch	D
	Transitionsschicht	Mergeln	brackisch	C
		Sandige Mergel		
	Helvetien	Sande, Sandsteine	marin	B
		Gerölle	marin	A

Der große Unterschied zwischen den beiden Zyklen besteht darin, daß im ersten der Anfang marin und das Material alpidischer Herkunft ist, während im zweiten die Sedimente nur limnischen und innerjurassischen Ursprungs sind (wie die Untersuchungen über die Tone es beweisen, s. folgendes).

Der Unterschied zwischen den beiden Zyklen drückt sich noch deutlicher in der Art der Karbonatphase aus. Der Kalzit ist das häufigste Karbonat im ganzen Profil, aber in der Süßwasserkreide des ersten Zyklus wird das Magnesiumkarbonat nur durch den detritischen Dolomit vertreten. Im zweiten Zyklus ist das Magnesium in das Gitter der Kalzite eingebaut (Magnesium-Kalzit). Die zwischengelagerten Karbonathorizonte der Braunkohle (Ober-Oehningien) enthalten die häufigsten und an Mg reichsten Mg-Kalzite. Der Kristallisationszustand wird um so schlechter, wenn der Mg-Gehalt Mittelwerte zwischen Kalzit und Dolomit erreicht (d. h. $\sim$25 Mol-% $MgCO_3$). In derselben Probe kann man sogar neben normalem Kalzit und Aragonit zwei nach der Mg-Konzentration verschiedene Mg-Kalzite bestimmen. Der ärmere enthält etwa 20%, der reichere etwa 40% $MgCO_3$ (röntgenographisch bestimmt). Da bei dem reicheren keine Überstrukturlinien zu beobachten sind, muß man annehmen, daß sich trotz des hohen Mg-Gehaltes dieses Ion statistisch im Gitter des Kalzits verteilt. Danach ist zwischen Kalzit und Dolomit bei etwa 25 Mol-% $MgCO_3$ eine Art Mischungslücke zu erwarten. Es ist noch zu früh zu behaupten, daß die Instabilität mit der Mischungslücke zusammenhängt. Es ist allerdings bemerkenswert, daß das Vorkommen der Mg-Kalzite mit dem hohen Strontiumwerte koinzidiert.

II. Wassergehalt und Porosität. In frischen Proben füllt das Wasser alle Poren aus. Der hohe Wassergehalt ist eine der typischen Eigenschaften der Süßwasserkreide.

Im Durchschnitt verläuft die Größe des Porenraums parallel mit dem Alter des Sediments.

		Zahl der Bestimmungen	% H_2O
„Faulschlamm", Zürchersee	Rezent Oberfläche		90
	bis 1 m tief im Sediment		70
Neuenburgersee		20	69
Postglazialer See, Val de Travers. .	4—10 · 10^3 J. a. Chr. nat.	3	55—65
Oehningerkreide	12 · 10^6 J.	85	39

Die tektonischen Bewegungen spielen eine große Rolle bei der Verminderung des Porenraumes:

Le Locle, Mitte der Mulde, tektonisch kaum gestört 41,3% (27 Bestimmungen).

Le Locle, NW Abhang, tektonisch intensiv gestört 37,5% (58 Bestimmungen).

Die 4% der Differenz würden in diesem Falle als Maß der tektonischen Beanspruchung gelten.

Durch den hohen Wassergehalt werden die Kreiden leicht verformbar, was sich mit den ähnlichen Eigenschaften der Tone vergleichen läßt. Ein leichter Überdruck oder eine kleine tektonische Bewegung genügt, um die Kreide in Bewegung zu setzen. Daher kommen die zahlreichen Breccien, die sich im Torton beobachten lassen. Diese Breccien haben vier Entstehungsursachen:

1. Subaquatische Rutschungen (während der Ablagerung oder kurz danach).
2. Postgenetische Gleitungen und Rutschungen (Bank über Bank).
3. Ausfüllungen der Trockenrisse (echte Trockenrisse und Druckrisse).
4. Ausfüllungen tektonischer Risse.

Für die gesamte Mächtigkeit der Ablagerungen müssen die syngenetischen Breccien berücksichtigt werden.

Der hohe Wassergehalt gibt der Tektonik einen besonderen Stil, er erleichtert und fördert die fluidale Textur und die Schuppenbildung.

III. Organische Substanz. Der Unterschied zwischen autochthon und allochthon ist sehr wichtig, aber manchmal schwierig festzulegen.

Autochthon sind die Planktonrückstände, die man in der feinsten und reinsten Kreide am besten sieht. In den dunkleren Schichten kommen sie zwar auch vor, aber eingeschwemmt in die häufig auftretenden organischen Reste anderer Herkunft. In diesem Falle sind sie nicht mehr leicht zu isolieren.

Pseudoautochthon ist die organische Substanz, die vom Ufer durch Rutschungen in das Sediment gelangt ist. Für das Sediment ist sie nicht mehr in situ, d. h. allochthon, aber in bezug auf den ganzen See ist sie doch autochthon. Die meisten dunklen Bänke des unteren Mittel-Oehningien enthalten pseudoautochthone organische Substanzen.

Allochthon: Zu dieser Bezeichnung gehören alle phytogenen und zoogenen Relikte, die im Hinterland (Busch, Savanne oder zeitweise überschwemmten Gebieten) wuchsen und durch Bäche und Flüsse in den See geschwemmt worden sind. Die reichliche Flora und die Wirbeltierknochen sind typisch allochthon. Die horizontale Verbreitung der organischen Substanz solcher Herkunft ist

begrenzt und im Gegensatz zur autochthonen organischen Substanz bringt sie keine große Hilfe bei der stratigraphischen Einteilung.

Die Kenntnis von Art und Oxydationsgrad der organischen Substanz ist aber sehr nützlich, um die Geschichte des Sees zu rekonstruieren. Der Erhaltungszustand der organischen Substanz verschiedener Herkunft hängt vom Redox-Potential im See und im Sediment (Diagenese) ab. Ein „basischer" See zeigt einen Sauerstoffmangel in seinem Hypolimnium, gerade wo die Sedimentation am aktivsten ist. Da wird die organische Substanz kaum oxydiert. Im Gegensatz zeigen das Meta- und Epilimnium einen Sauerstoffüberschuß, in dem die Reste aller Organismen stark oxydiert werden und nur die Chitin- und Lignin-teile übrigbleiben. Die Tiefe der oberen Grenze des Hypolimniums, die sog. Sprungschicht, variiert jährlich. Im Winter existiert sie nicht, im Sommer ist sie am schärfsten und im Herbst verschwindet sie allmählich. Je nachdem wie der See belüftet wird, läßt sich der Seeboden in verschiedene Bereiche einteilen. Folglich kann man behaupten, daß im Unteren Torton der damalige See mäßig belüftet wurde. Die Schichten sind jetzt noch dunkel, der See konnte die allochthone organische Substanz nicht oxydieren.

Im Unteren Mittel-Torton war der See ziemlich schlecht belüftet. Selbst die autochthone organische Substanz konnte nicht oxydiert werden. Die Kreide entwickelt jetzt noch Gasbläschen und riecht nach H_2S. Im Oberen Mittel-Torton war der See viel besser belüftet, man kann kein Hypolimniumsediment mehr erkennen, aber die Korngrößenanalyse zeigt unbestreitbar, daß diese helle Kreide nicht im Meta- oder Epilimnium abgesetzt wurde. Die organische Substanz wurde fast restlos oxydiert.

Im Ober-Torton ist der See „pleistotroph" geworden, und damit hat sich der organische Substanzanteil auch vermehrt, er ist aber z. T. stark oxydiert. Der See stand kurz vor seinem Endstadium.

IV. Strontium. Die Süßwasserkreide von Le Locle ist genau so reich an Sr wie mariner Kalk. Der Sr-Gehalt hängt folglich nicht von der Salinarität ab. Die Maxima der Strontiumgehaltskurve fallen meist mit denen von Aragonit, Mg-Kalzit oder Dolomit zusammen. Im Falle der Anwesenheit von Dolomit ist dieses vielleicht eine sekundäre Erscheinung; diese soll nicht unbedingt syngenetisch erklärt werden. Im allgemeinen ist die hellere Kreide die Sr-ärmere und die dunklere die Sr-reichere.

Der Sr-Gehalt ist eine außerordentlich nützliche Ergänzung für die sedimentologische Deutung. In Le Locle spiegelt er sich in den sedimentpetrographischen Einheiten wider.

				Durchschnitt Sr. ppm
2. Zyklus	Ober-Oehningien	Kreide, Braunkohle	limnisch	5150
	Mittel-Oehningien	Kreide usw.	limnisch	960
1. Zyklus	Unter-Oehningien	Kreide usw.	limnisch	1690
	Transitinsschicht	Mergeln, sandige Mergeln . . .	brackisch	870
	und Helvetien	Sandsteine, Sande, Gerölle .	marin	

Die untere Hälfte des ersten Zyklus ist vorherrschend detritisch, Gerölle und Sandsteine kaum 50 ppm Sr. Mit der ruhiger werdenden Sedimentation nimmt das Sr allmählich zu, 870 ppm Sr. Das Untere Oehningien, limnisch, ist reicher als die liegenden marinen Schichten. Die untere Hälfte vom Mittleren Oehningien ist reicher als die obere, hier war auch die Sedimentationsgeschwindigkeit geringer, wie die sehr feinen Korngrößen zeigen. Aber am Rand des Sees, wo Kaolinit mit Montmorillonit gemischt und der Attapulgit verschwunden ist, d. h. wo der detritische Einfluß größer war, nimmt das Sr stark ab.

Die obere Hälfte vom Mittleren Oehningien, d. h. der Bereich der hellsten Kreide, ist arm an Sr, obschon der detritische Anteil nicht häufiger geworden ist. Das ist ein Zeichen der Verarmung der Gewässer an gelöster Substanz. Das Wasser des Sees erneuerte sich schneller, und der See war besser belüftet.

Im Oberen Oehningien haben die Sr- bzw. Mg-Gehalte ihre höchsten Werte. Braunkohle und Aragonit werden häufiger, dagegen sind aber detritische Minerale kaum bekannt. Der See war versandet und die restliche gelöste Substanz stark angereichert. Im Laufe der Diagenese wurde ein Teil des Strontiums umgelagert und auf den undurchlässigen Mergeln der Übergangsschichten als Coelestin gefällt.

V. Die unlöslichen Rückstände. Die im Sieb- und Schlämmverfahren abgetrennten Korngrößenklassen wurden mikroskopisch und röntgenographisch untersucht.

Der Quarz, häufigster Bestandteil der gröberen Klassen, ist nie idiomorph. Er kommt nur detritisch, wie Kalifeldspäte, Plagioklase, Muskovite, Schwerminerale und Erze (Coelestin und Pyrit ausgeschlossen), vor.

Hauptkomponente der meisten Rückstände, die kleiner als 6,3 μ (Äquivalentdurchmesser) sind, ist der dioktaedrische Glimmer. Nach dem Reflex 114 ist die 2 M-polymorphe Form am häufigsten, sie ist vermutlich detritischen Ursprungs. In den feinsten Fraktionen tritt neben Montmorillonit vorwiegend die 1 Md-Form auf, sie ist möglicherweise ein Umwandlungsprodukt. Fast alle Glimmer zeigen auf den Röntgendiagrammen eine deutliche Asymmetrie der 10 Å- und 3,3 Å-Reflexe. Nach Erhitzung und Behandlung mit Äthylenglykol verschwand die Asymmetrie, mit Äthylenglykolbehandlung entstand von 10 Å bis etwa 17 Å ein „Plateau". Es wird vermutet, daß in den Glimmern quellfähige Schichten vorhanden waren. Diese „an quellfähigen Schichten reichen Glimmer" sind seltener.

Weder Kaolinit noch Montmorillonit noch Illit zeigen auf elektronenoptischen Bildern idiomorphe oder regelmäßige Umrisse. Die neugebildeten Attapulgite erscheinen dagegen als typische Röhrchen (s. elektronenoptische Aufnahme).

VI. Sedimentologische Bedeutung der Rückstände. Im Helvet und in den Übergangsschichten herrscht der Anteil an unlöslichen Rückständen vor. Von unten nach oben sinkt ihr mittlerer Durchmesser von mehr als 63 μ bis weniger als 2 μ. Die Häufigkeitsverteilung von Quarz und Feldspäten zeigt dieselbe Entwicklung. Der Ton besteht aus Illit, Chlorit, Montmorillonit und Kaolinit alpidischer Herkunft. Die Verbindung mit dem Molasse-Becken bestand noch.

Mit dem Anfang des Oehningiens (Torton) nehmen die Rückstände sehr stark ab, und der mittlere Durchmesser wird kleiner als 0,6 μ oder sogar kleiner als 0,2 μ in einigen Proben. Ton wird die Hauptkomponente des Rückstandes, die mikroskopischen Kornklassen nehmen auch sehr stark ab. Der Chlorit in der Ton- und der mikroskopischen Fraktion verschwindet. Die Verbindung mit dem Molasse-Becken war unterbrochen. Der Kaolinit wird sehr selten und ist nur noch an die Randfazies gebunden. Der Montmorillonit ersetzt z.. T. den Illit als Hauptgemengteil. Der Attapulgit bildet sich in der feinsten und Mg-reichen Kreide.

Am Ende der Geschichte des Sees haben sich die Braunkohlen gebildet, Karbonablagerung findet noch statt, aber der Anteil nichtkarbonatischer Rückstände wird sehr gering.

Anhand von Karbonat-, Porenraum-, Kohlenstoff- und Strontiumuntersuchungen, sowie mikroskopischen und röntgenographischen Analysen von Tonen und anderen Rückständen, konnte die Geschichte der innerjurassischen Oberen Miozän-Rinne von Le Locle rekonstruiert werden. Manche Fragen der Feinstratigraphie ließen sich lösen und viele Mechanismen der Sedimentation in einem „basischen" fossilen See aufklären.

Je ne saurais assez témoigner ma reconnaissance à Mr. le professeur Correns, sans la bienveillance duquel ce travail eût été impossible. Je remercie aussi Mr. le professeur Wegmann pour l'intérêt, les judicieux conseils et les encouragements dont il fut si prodigue. Que M. M. les Prof. et Dr. Braitsch, Harder, Lippmann et Wedepohl soient assurés de toute ma gratitude pour leur aide sans réserve. Merci enfin au Prof. Millot pour sa générosité et ses avis utiles et à tous les camarades et amis de Göttingen et de Neuchâtel.

Bibliographie

Agassiz, L.: Dent de dinothérium du bassin du Locle. Act. Soc. Helv. Sc. Nat. 22ème session 1837, p. 26.

Alexander, G. W., R. E. Nussbaum and M. S. MacDonald: Strontium and calcium in municipal waters supplies. I. Amer. Water Works Ass. **46** (7), 643—654 (1954).

Andreasen, A. H. M.: Zur Kenntnis des Mahlgutes. Kolloidchem. Beih. **27** (6—12), 349—458 (1928).

Barth, T. F. W., C. W. Correns u. P. Eskola: Die Entstehung der Gesteine. Berlin: Springer 1939. 422 S., 210 Abb.

Berger, W.: Untersuchungen an der obermiozänen (sarmatischen) Flora von Gabbro (Monti Livornesi) in der Toskana. Paleont. Italica **51**, 1—96 (1957).

Berthelot, C.: Schistes bitumineux, asphaltes, pétrole. Paris: Dunod 1943. 191 p., 42 fig.

Biltz, H., u. W. Biltz: Ausführung quantitativer Analysen, 5. Ausg., 33 Abb. Zürich 1947.

Bourquin, Ph.: Inédit, Ville du Locle: Sondages pour captages d'eau. Sondage C (Combe-Girard) Swissboring Plan No 5710, profil dressé par Bourquin (1945).

— Atlas géol. Suisse, Notice explic.: Fll. 114 Biaufond, 115 Les Bois, 116 la Ferrière, 117 St-Imier. 1946. 56 p., 7 fig., 6 pl.

Bradley, W. F.: The structural scheme of attapulgite. Amer. Mineral. **25**, 405—410 (1940).

Braitsch, O.: Über die natürlichen Faser- und Aggregationstypen bei SiO_2, ihre Verwachsungsformen, Richtungsstatistik und Doppelbrechung. Heidelb. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **5**, 331—372 (1957).

Büchi, U. P.: Über ein Vorkommen von Montmorillonit in der zürcherisch-aargauischen Molasse. Min. Beitr. (briefl. Mitt.) von F. Hofmann. Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. **22** (63), 19—24 (1956).

Burger, A.: Hydrogéologie du bassin de l'Areuse (Jura suisse). Assoc. Intern. des Hydrogéologues, Monographies hydrogéologiques No 1 (1959). 304 p., 29 fig., 53 tab., 8 pl.

CHAVE, K. E.: A solid solution between calcite and dolomite. J. Geol. **60**, 190—192 (1952).
— Calcareous marine organisms. J. Geol. **62**, 266—283 (1954a).
— Calcareous sediments and rocks. J. Geol. **62**, 587—599 (1954b).
COLLOT, L.: Diffusion du Barium et du Strontium dans les terrains sédimentaires; druses d'apparence organique. Separ., C. R. Acad. Sci. (Paris) (1905).
CORRENS, C. W.: Wiss. Ergeb. Dtsch. Atlant. Expedit. „Meteor". **3**, Tl. 3 (1937).
— Vide BARTH, CORRENS et ESKOLA 1939.
— Einführung in die Mineralogie. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer 1949. 414 S., 405 Abb., 68 Tab.
—, u. G. NAGELSCHMIDT: Über Faserbau und optische Eigenschaften von Chalzedon. Z. Kristallogr. **85**, 199—213 (1933).
ENGELHARDT, W. v.: Der Porenraum der Sedimente — Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, Bd. 2. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer 1960.
FAVRE, J.: Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. Thèse Univ. Genève, Egl. Geol. Hel. **11** (4) 369—476 (1911).
— Etude sur la partie occidentale du Lac de Genève. II. Histoire malacologique du Lac de Genève. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, **41** (3), 295—414 (1935).
—, PH. BOURQUIN et H. G. STEHLIN: Etudes sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois. Mém. Soc. Pal. Suisse **60**, 1—47 (1937).
FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. 2, Teil 1, Kohle, Koks usw. Frankfurt a.M.: Umschau-Verlag 1952. 759—LXII S., zahlr. Abb.
FUECHTBAUER, H.: Zur Sedimentologie der Oberen Süßwassermolasse des Alpenvorlandes. Z. dtsch. geol. Ges. **106**, 478—480 (1955).
GANGL, J., u. J. VASQUEZ SANCHEZ: Der Verlauf der Arsenspiegelbildung im Marschschen Apparat und quantitative Bestimmung kleiner Arsenmengen. Fresenius' Z. analyt. Chem. **98**, 81—96 (1934).
GESSNER, H.: L'analyse mécanique. Tamisage-Sédimentation-Lévigation; traduction française de J. PH. BUFFLE. Paris: Dunod 1936. 270 p., 106 fig., 23 tables.
GOLDSMITH, J R., D. L. GRAF and O. I. JOENSUU: The occurence of magnesian-calcites in nature. Geochim. et Cosmochim. Acta **7**, 205—211 (1955).
GRAF, D. L.: Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. 1960. (a) Part I: Carbonate Mineral., Illin. Geol. Surv.: Circ. 297. — (b) Part II: Sedim. Carb. Rocks, Illin. Geol. Surv.: Circ. 298. — (c) Part III: Minor. Elem. Distrib., Illin. Geol. Surv.: Circ. 301.
GRIM, R. E., and R. A. ROWLAND: Cité dans KERR et al. 1949. Amer. Mineral. **27**, 746—761, 801—818 (1942).
HEER, O.: Die Urwelt der Schweiz. 1865.
HEIM, A.: Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. Neues Jb. Mineral. **2**, 136—157 (1908).
HEIM, D.: Über die mineralischen nichtkarbonatischen Bestandteile des Cenoman und Turon der mitteldeutschen Kreidemulden und ihre Verteilung. Heidelb. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **5**, 302—330 (1957).
HENZ, FR.: Jura-Coelestit. Mitt. aargauisch. naturforsch. Ges. H. 21, 92—94 (1943).
HINTZE, C.: Handbuch der Mineralogie, Bd. 1, Abt. 3, 2. Hälfte, S. 3904—3962. Leipzig: W. de Gruyter 1930.
HOFMANN, F.: Die Obere Süßwassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau. Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. **23**, 23—34 (1956).
— Das Bentonitvorkommen von Le Locle. Egl. Geol. Hel. **51** (1), 65—71 (1958).
—, TH. GEIGER u. W. SCHWARZACHER: Über ein Vorkommen von Montmorillonit in der Ostschweizerischen Molasse. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. **29** (1), 43—49 (1944).
IBERG, R.: Beitrag zur Kenntnis von Tonmineralien einiger schweizerischer Böden. Ann. Inst. Féd. Rech. Forestières **30**, 62—132 (1954).
JACCARD, A.: Etude géologique sur la faune et la flore du Locle. Le Locle: Courvoisier 1859. 32 p.
— Le charbon de pierre du Locle. Le Locle: Courvoisier 1864. 18 p.
— Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. Matér. C. G. S., I. s. **6** (1869). VIII—340 p., 8 pl.

Joukowsky, E., et J.-Ph. Buffle: Etudes sur la partie occidentale du Lac de Genève III. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève **41** (4), 415—466 (1938).

Karamata, St.: Einige Betrachtungen über die Entstehung der Bentonite von Slaviste. Heidelb. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **5**, 289—295 (1957).

Kerr, P. F., J. L. Kulp and G. Hamilton: Differential thermal analyses of reference clay mineral specimen. Amer. Petrol. Inst. Research. Project **49**, 1—48 (1949).

Kübler, B.: Calcites magnésiennes d'eau douce dans le Tertiaire supérieur du Jura neuchâtelois. Egl. Geol. Hel. **51** (3), 676—685 (1958).

Kulp, J. L., K. K. Turekian and D. W. Boyd: Strontium contents of limestones and fosils. Bull. Geol. Soc. Amer. **63**, 701—716 (1952).

Lacroix, A.: Minéralogie de la France, vol. 4, p. 103—130. Paris: Béranger 1910.

Lippmann, F.: Die Methoden der Korngrößeanalysen von Ziegeltonen und die Darstellung ihrer Ergebnisse. Z. Ziegel-Stein.-Feuerfst. Indus. **2**, 44—49 (1953).

— Anwendungsmöglichkeiten der Guinier-Kamera nach v. Wolff bei der röntgenographischen Tonuntersuchung. Heidelb. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **4**, 251—254 (1954).

Lowenstam, H. A.: Factors affecting the aragonite: calcite ratios in carbonate-secreting marine organisms. J. Geol. **62**, 285—321 (1954).

Ludwig, G.: Untersuchungen über die Anwendungsmöglichkeit von Ultraschall zur Disperierung von Tonen. Ref. Fortsch. Mineral. **36**, 78—79 (1958).

Maillard, G.: Etude sur l'étage purbeckien dans le Jura. Diss. Univ. Zürich. Zürich: Zürcher et Furrer 1884. 78 p., 2 pl.

Matthey, F.: Contribution à l'étude de la végétation postglaciaire de l'étage inférieur du canton de Neuchâtel. Analyse pollinique de sédiments lacustres dans le voisinage du Loclat. Bull. Soc. Neuch. Sci. Nat. **81**, 113—118 (1958).

— En préparation.

Millot, G.: Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Géol. Appl. et Prosp. Minière **2**, (2—3—4), 6—352 (1949).

Moore, G. W.: Aragonit-Hohlraumfüllungen als Indikator für Paläotemperaturen. Amer. J. Sci. **254**, 746—753 (1956).

Moos, A. v.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandstein. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. **15**, 169—265 (1935).

Noll, W.: Geochemie des Strontiums. Chemie d. Erde **8**, 507—600 (1934).

Odum, H. T.: The stability of the world strontium cycle. Science **114**, 407—411 (1951).

Portner, Cl.: La formation du sédiment calcaire du Lac de Neuchâtel. Thèse Sc., Université Neuchâtel. Bâle: Birkhäuser 1951. 94 p., 34 tableaux.

Potonie, H.: Die Entstehung der Steinkohle. Berlin: Bornträger 1910. 225 S., 74 Abb.

Rebstein, O.: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung schweizerischer Bitumina. Berlin: Allg. Industrieverlag 1928. 51 S., 16 Tabellen.

Salger, M.: Verwitterung und Bodenbildung auf diluvialen Schotterterrassen. Heidelb. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **4**, 288—318 (1954).

Schardt, H.: Sur une coupe du terrain oehningien près du Locle et revision de la faune de Mollusques de l'Oehningien de cette vallée. Mélanges géologiques XVIII, Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat. **31**, 263—286 (1903).

Scharrer, K.: Biochemie der Spurenelemente, 2. Ausg. Berlin 1944. 319 S.

Schumann, H.: Zur Abschätzung der in Gesteinen enthaltenen Erdölmengen mittels der Quarzlampe. Rapport interne Sed. petr. Institut, Göttingen, inédit. 1945.

Sollberger, H.: En préparation.

Timmermann, E.: Über die Löslichkeit der Karbonate des Kalziums, Magnesiums und Strontiums in reinem Wasser und in Seewasser in Abhängigkeit vom p_H und über die anorganogene Bildung von Kalksedimenten. Diss. Sc., Hamburg 1936. 51 S., 6 Diagr.

Turekian, K. K., and J. L. Kulp: The geochemistry of strontium. Geochim. et Cosmochim. Acta **10**, 245—296 (1956).

Vatan, A., P.-E. Rouge et F. Boyer: Etudes sédimentologiques dans le tertiaire subalpin et jurassien de Savoie et des régions limitrophes. Rev. Inst. franç. Pétr. **12**, 468—480 (1957).

Vernet, J. P.: Etude pétrographique des sédiments argileux oligo-miocènes de la Molasse de la région de Lausanne. Rev. Inst. franç. Pétr. **12**, 481—488 (1957).

Vernet, J. P.: Etudes sédimentologiques et pétrographiques des formations tertiaires et quaternaires de la partie occidentale du Plateau suisse. Egl. Geol. Hel. **51** (3), 1115 bis 1152 (1958).

Wedepohl, K. H.: Die Anwendung der Röntgen-Fluoreszenz-Spektralanalyse zu geochemischen Untersuchungen. Fortsch. Mineral. **37** (1), 94—97 (1959).

— Die Röntgen-Fluoreszenz-Spektralanalyse von geochemischen Proben auf Elemente der Ordnungszahl 25—40. Z. analyt. Chem. **180**, 246—259 (1961).

Wegmann, C. E.: Tectonique vivante, vue d'ensemble sur les travaux de la réunion de printemps 1954 à Mayence. Geol. Rdsch. **43** (1), 273—306 (1955).

— Le cadre naturel des glissements de terrain du Val-de-Travers, Neuchâtel (Suisse). Sep. Bull. Techn. Suisse rom. **4** (1958).

Welten, M.: Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez. Veröff. geobot. Inst. Rübel, H. 21 (1944).

Wolf, T. v.: Beschreibung einer leicht justierbaren Guinier-Kamera für alle Winkeleinstellungen. Heidelb. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **4**, 243—254 (1954).

Yoder, H. S., and H. P. Eugster: Synthetic and natural muscovites. Geochim. et Cosmochim. Acta 8, 225—280 (1955).

Zeller, E. J., and J. L. Wray: Factors influencing the precipitation of calcium carbonate. Bull. Amer. Petr. Geol. **40**, 140—152 (1956).

Zuellig, H.: Sedimente als Ausdruck des Zustandes eines Gewässers. Rev. suisse Hydrol. **18** (1), 5—143 (1956).

Bernard Kübler, C. F. P. Laboratoire de Groupe.
114, Cours du Maréchal Galliéni, Bordeaux (France)